

Los efectos producidos por la aproximación, colisión y subducción de dorsales pacíficas en los Andes Patagónicos

The effects produced by the approaching, collision and subduction of Pacific ridges in the Patagonian Andes

A. FOLGUERA y V.A. RAMOS

*Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2 de la Ciudad Universitaria, Capital Federal, Argentina.
folguera@gl.fcen.uba.ar*

RESUMEN

Los Andes Patagónicos Septentrionales son una cordillera formada inicialmente por la subducción de las placas de Phoenix-Farallón y posteriormente por la de Nazca, que muestran rastros de deformación polifásica desde el Jurásico superior hasta el Neógeno, con posterioridad a la ruptura del Gondwana. El objetivo principal del trabajo es agrupar en dos ciclos esta secuencia compleja de eventos deformativos, los cuales sean dependientes de la distribución de edades en la trinchera oceánica durante la subducción.

Al sur del paralelo 38°S, la génesis de los Andes Patagónicos Septentrionales está ligada a los efectos producidos por la colisión de dorsales oceánicas. La situación actual permite ilustrar cómo se produce la distribución de la deformación, durante una subducción oblicua, en un sistema con baja partición de la deformación. En los Andes Centrales Australes, al norte de los 38°S, la corteza se imbrica en el retroarco a partir de una distancia crítica de la dorsal oceánica de Chile. Cuando esta distancia es menor, el sistema de corrimientos en el retroarco se detiene, tal como ocurre en los Andes Patagónicos Septentrionales, donde subduce una corteza oceánica relativamente joven. Los cambios en el tiempo de la configuración oceánica a lo largo de la trinchera debido a la subducción, determinan que los modelos de deformación descritos varíen en el tiempo, pudiéndose definir dos modelos extremos: tipo Andes Patagónicos vs. Andes Centrales Australes.

Durante los últimos 120 millones de años, en los Andes Patagónicos se han podido documentar, a partir de la interpretación del registro geológico, dos ciclos de apilamiento orogénico cortical con manifestación en sistemas de acortamiento en el retroarco y posterior fosilización del mismo, relacionados con el acercamiento, la colisión y la posterior subducción de una dorsal oceánica orientada oblicuamente con relación al margen occidental de la placa Sudamericana.

Palabras clave: Andes Patagónicos. Dorsales pacíficas. Partición de la deformación. Orogénesis andina. Argentina. Chile.

ABSTRACT

The Northern Patagonian Andes are an orogenic belt, which were formed by the subduction of the Phoenix-Farallón plates first and the Nazca plate latter and they present a series of deformational phases since the Late Jurassic to the Neogene. The main objective is to group this complex sequence of deformational events in two cycles, which are related to the age distribution of the subducted oceanic plates.

South of 38°S, the origin of the Northern Patagonian Andes is linked to the effects produced by oceanic ridge collision. The present picture shows how strain is distributed in the upper plate, in a low strain partitioned setting, during oblique subduction. The continental crust stacks in the retroarc area, as in the present Central Andes to the north, under a certain critical length between the Chilean trench and the oceanic ridge. When this distance reaches that threshold length the thrust systems stop, as in the Northern Patagonian Andes, where very young oceanic crust is being subducted. As the oceanic configuration changed in time along the trench because of ridge subduction, the described strain crustal types also shifted depicting two contrasting styles such as the present Central Andes vs. Patagonian Andes.

For the last 120 million years, at least two cycles of crustal thrusting and retroarc orogenic quiescence have been documented, recording the different tectonic settings in the geological record, associated with the approaching, collision and subduction of seismic oceanic ridges, obliquely oriented with respect to the South American border.

Keywords: Patagonian Andes. Oceanic Ridges. Strain Partitioning. Andean mountain building. Argentina. Chile.

EXTENDED ABSTRACT

Since the beginning of the Andean orogenesis, the retroarc has been deformed in an episodic manner. Moreover, the arc has constituted the locus of crustal thickening and superficial shortening in certain periods of the Andean evolution. Those processes were sequenced instead of being coeval describing cycles.

The oblique subduction of ocean ridges produces an age-density oceanic gradient along the trench. Such variation in ocean age and buoyancy defines another important gradient related to strain partitioning, which determines the distribution of different structural systems.

Just looking at the current processes in terms of strain distribution in the upper plate, different settings can be distinguished. High and broad areas of deformation, such as Central Andes (north of 38°S), are correlated with deep crustal roots related to ductile thickening. Here, mass transfer is mainly perpendicular to the edge of the plate as a consequence of crustal thrusting, and develops in the external parts of the orogenic system. Low and narrow areas of deformation and their proportional roots, such as the Northern Patagonian Andes (south of 38°S), are characterized by mass transfer through the inner domains of the orogenic system with an important component parallel to the limits of the plate, resulting in strike-slip fault systems.

The circulation of material is an unstable process in the crust. It is generated from and constantly redefined by the boundary conditions, which are the kinematics of plates and the force balance between them. Strain partitioning could be visualized as the capability to separate two components from the convergent vector, in the subduction of two plates. Each component describes two perpendicular fluxes respectively.

There are no obvious explanations to understand the transition between the Austral Central and the Patagonian Andes, this being one of the most important breaks in southern Andean morphology (35°-45°S). The Benioff zone geometry does not change along this segment, and structural modern differences imply more than simple inherited architectural heterogeneities. Furthermore, this break could be extremely recent and possibly transient.

The Central Andes vs. Patagonian Andes transition would constitute a dynamical boundary, which would reflect different degrees in strain partitioning, derived from oceanic density-age gradients along the oceanic trench. We propose that different patterns have been repeated throughout time during similar oceanic configurations since de Mesozoic to the Quaternary.

The Late Jurassic (?), and the Early Cretaceous have been periods of thrusting in some sectors of the Patagonian Andes in a relatively high partitioned setting. The Late Cretaceous has constituted a period of inner stacking, in low partitioned settings. The Late Paleogene was once again a time of retroarc thrusting, and the Neogene a period of activation of inner domains. These cycles were subduction-dependent, and contributed to the recent morphological breaks in the Andes as well as to the definition of the main sedimentary units.

INTRODUCCIÓN

En el retroarco de los Andes Patagónicos, entre los paralelos 38° y 46°S es posible reconocer los restos de diferentes etapas orogénicas formadas a expensas de la inversión tectónica de cuencas de intra-arco y retroarco, rifts asociados a la ruptura de Gondwana o de la deformación de secuencias de plataforma litorales. Todos estos restos de deformaciones pertenecen a cinturones de cabalgamientos que se han fosilizado a lo largo de los últimos 100 millones de años, en momentos muy definidos de la evolución de este sector de los Andes (Fig. 1).

Los Andes Patagónicos se forman y se han formado básicamente por la subducción casi continua de corteza oceánica desde el inicio de la ruptura del Gondwana hace 180 millones de años (Pardo Casas y Molnar, 1987; Larson, 1991). Sin embargo, la deformación sólo ha avanzado ocasionalmente hasta posiciones distales en el interior de la placa sudamericana. Durante la evolución del segmento en estudio, que se desarrolla al sur de los 38°S en el borde pacífico sudamericano, se ha constatado, a partir de la reconstrucción de la dinámica de placas, la colisión de por lo menos dos segmentos de dorsales oceánicas durante el Paleoceno-Eoceno y en el Neógeno-Cuaternario (Cande y Leslie, 1986). Estas colisiones y los estadios previos de aproximación de las dorsales han definido variaciones en la densidad del fondo oceánico subducido a lo largo de la fosa oceánica. La densidad del fondo oceánico subducido define el grado de flotabilidad de la litosfera oceánica y por lo tanto, la longitud de penetración de ésta en el manto. Estos fenómenos, lejos de constituir anomalías temporales del proceso subductivo, son fundamentales para la dinámica de formación de la Cordillera Patagónica. El proceso subductivo de fondo oceánico con edad variable define ciclos en los cuales las condiciones de contorno, básicamente grosor y edad de fondo oceánico y, por consiguiente, las fuerzas de slab pull y superficies de fricción entre las placas asociadas, han sido diferentes. Estas variables determinan la distribución de la deformación total producto de la convergencia oblicua (Liu et al., 1995; Chemenda et al., 2000).

El registro sedimentario y sus relaciones estratigráficas en la Cordillera Patagónica muestran, por lo tanto, una naturaleza

episódica en el tipo de deformación y ponen de manifiesto la inestabilidad del estado tensional de la litosfera continental.

El objetivo de este trabajo es el de encuadrar los estados deformativos conocidos en la Cordillera Patagónica en un ciclo dependiente de las condiciones de contorno variables del sistema subductivo y demostrar que éste se ha repetido en el tiempo. Estos ciclos se relacionarían con los gradientes de edad de fondo oceánico a lo largo del margen, impuestos por la geometría de colisión de un segmento de dorsal oceánica.

LOS ANDES PATAGÓNICOS SEPTENTRIONALES

La Cordillera Patagónica se extiende al sur de los 38°S, caracterizándose por moderadas altitudes (entre 2.000 y 4.000 metros promedio y el desarrollo de un batolito axial cretácico a paleógeno, emplazado en los sectores internos orogénicos). Alrededor de los 46°S, se ubica un importante quiebre morfológico de la cadena que separa a los Andes Patagónicos Septentrionales al norte (con alturas hasta los 2.500 metros) (Fig. 2), de los Andes Patagónicos Australes (hasta 4.500 metros).

En este segmento orogénico de los Andes, la estructura cortical no es constante sino que muestra significativas variaciones longitudinales (Fig. 2). En este sentido, se han diferenciado diversos segmentos o zonas, entre los que destacan, por sus características estructurales bien diferenciadas, la Cordillera Patagónica Septentrional y la Cordillera Neuquina que comprende el sector meridional de la Cordillera Patagónica.

La Cordillera Patagónica Septentrional

El segmento orogénico comprendido entre 44°–46°S está formado por dos elementos morfológicos: la Cordillera Patagónica de Aysén y la Precordillera de Chubut (Figs. 1 y 3).

La primera está formada por un sector occidental y un sector oriental con historias deformativas contrastantes. El sector oriental corresponde a una serie de depocentros ma-

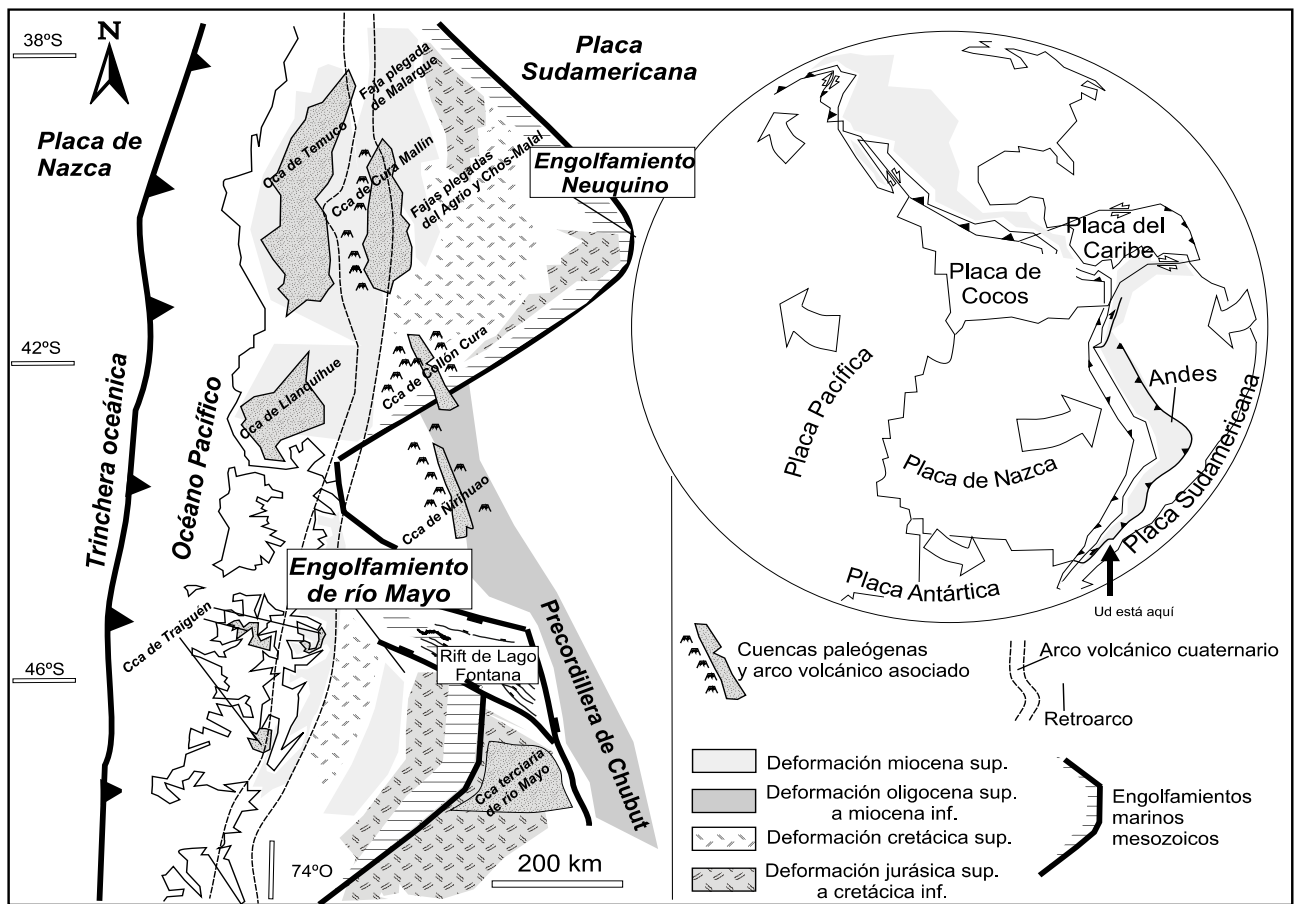


Figura 1. Cordillera Patagónica Septentrional. Registros de deformación en el retroarco y en el arco desde el inicio de la subducción en el margen occidental de Sudamérica. Estas deformaciones están asociadas a la convergencia oblicua producida por la aproximación y subducción de las placas de Aluk (Phoenix) en el Jurásico superior-Paleógeno inferior y Nazca en el Paleógeno superior-Neógeno, bajo la placa Sudamericana. Basado en Ramos y Barbieri (1989), Strelkov et al. (1994), Vergani et al. (1995), Hervé et al. (1996), Ramos (1998), Suárez y De la Cruz (2000), Thomson et al. (1999; 2001) y Rosenau et al. (en prensa).

Figure 1. Northern Patagonian Andes. Strain record in the retroarc and arc areas, since the beginning of the subduction in the western margin of the South-American plate. This strain record is related to the oblique convergence developed from the approaching and subduction of the Aluk (Phoenix)-Farallones oceanic ridge during the Late Jurassic-early Paleogene and of the Chilean ridge during the late Paleogene-Neogene. Based on Ramos y Barbieri (1989), Strelkov et al. (1994), Hervé et al. (1996), Vergani et al. (1995), Ramos (1998), Suárez y De la Cruz (2000), Thomson et al. (1999; 2001) and Rosenau et al. (in press).

rinós del Jurásico superior al Cretácico inferior (Ramos et al., 1982) alojados en la zona de intra-arco, que se invirtieron en el Cretácico inferior más alto (Ramos et al., 1982; Suárez y de la Cruz, 2000; Folguera et al., 2002) (Fig. 3). Por su parte, el sector occidental corresponde predominantemente a un batolito jurásico-cretácico con menores volúmenes de magmatismo mioceno (Bruce et al., 1991), que aflora en superficie en el Cretácico superior -sector oriental- (Thomson et al., 2001; Rolando et al., 2002) y en el Mioceno superior -sector costanero- (Hervé et al., 1993; 1996). En este sector interno, los datos sobre

trazas de fisión en apatitos muestran una fuerte denudación de sus partes más orientales, y por lo tanto frontales de la Cordillera Patagónica de Aysén, en el Mioceno superior-Plioceno inferior (Thomson et al., 1999). Esta denudación coincide temporalmente con la sedimentación de materiales sinorogénicos del Plioceno junto el frente de la Cordillera (Ramos, 1999) (Fig. 3).

La Cordillera Patagónica de Aysén a los 45°S, se formó por la inversión tectónica de una serie de depocentros marinos jurásico superiores a cretácico infe-

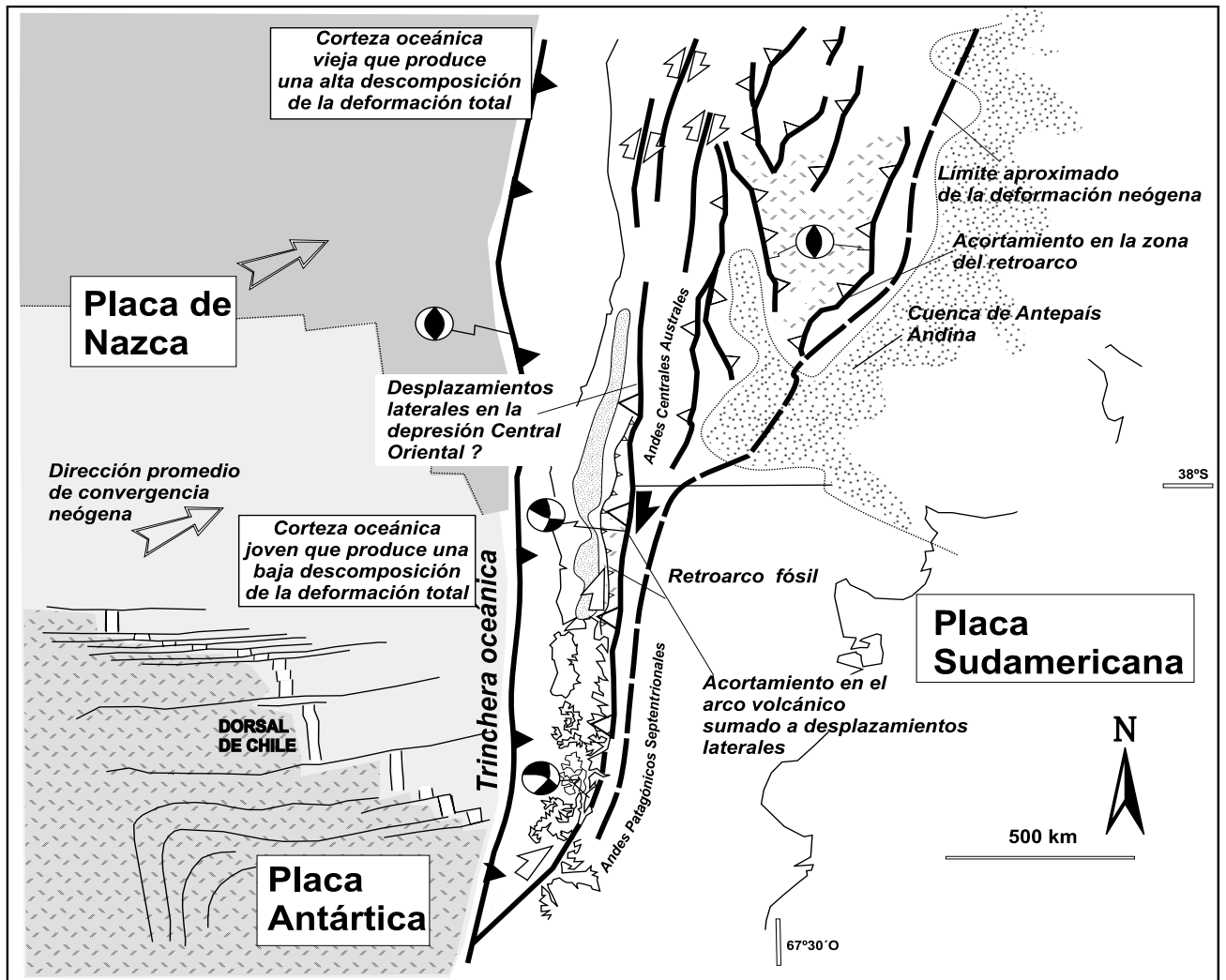


Figura 2. Distribución y características generales de la deformación actual en los Andes Centrales Australes (norte de 38°S) y en los Andes Patagónicos Septentrionales (sur de los 38°S). Se sugiere que el grado de individualización de las componentes transversal y longitudinal de la deformación es función del gradiente de edad del fondo oceánico a lo largo de la trinchera.

Figure 2. Distribution and main features of the present strain in the Austral Central Andes (North of 38°S) and the Northern Patagonian Andes (South of 38°S). It is suggested that the larger to minor degree of strain partitioning is related to the oceanic age gradient observed along the trench in the western margin of the South-American plate.

riores (Folguera et al., 2000). Sin embargo, en función de la geometría, espesor y características del basamento, la estructura de esta transecta es variable. Particularmente un sector interno se diferencia por el desarrollo de un espeso prisma turbidítico del Cretácico inferior, el cual se deforma epidérmicamente a la altura del engranaje occidental de la cuenca de intra-arco de río Mayo con el arco volcánico interno (Figs. 3 y 4) (Folguera et al., 2002). En este sector destaca la presencia de una discordancia angular que separa las tur-

biditas y andesitas neocomianas, deformadas por pliegues y cabalgamientos, de una secuencia riolítica de edad barremiana–aptiana que se encuentra basculada a partir de la reactivación cretácica superior a terciaria de las estructuras (Fig. 4). Esta discordancia intra-cretácica inferior también se reconoce en la zona de depocentros occidentales cercanos al Batolito Patagónico (Figs. 3 y 4) y es correlacionable con otras discordancias de similares edades que aparecen en la Cordillera Patagónica de Aysén entre 45°30'S y

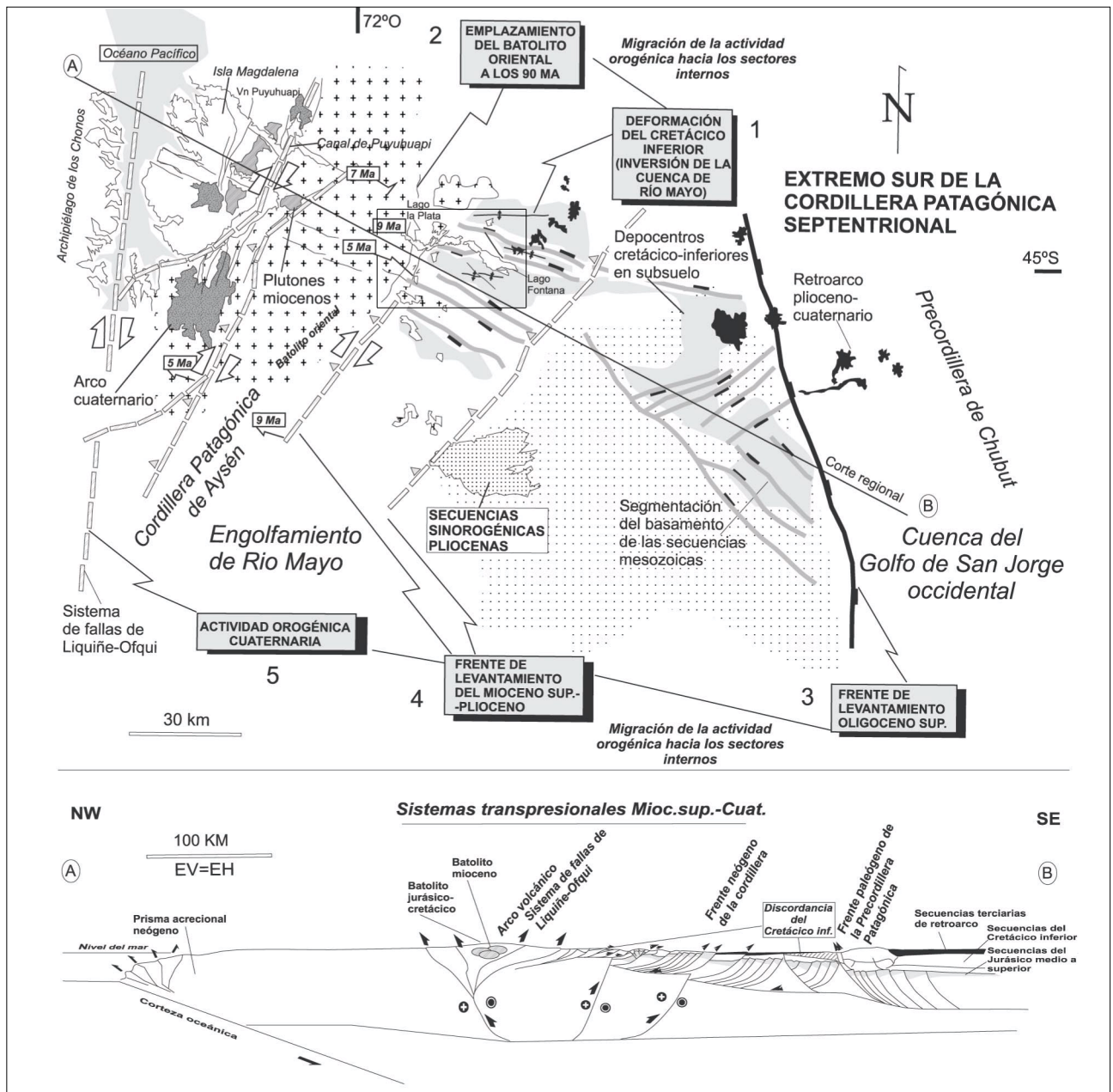


Figura 3. Mapa geológico y transecta de los Andes Patagónicos Septentrionales en el paralelo 45°S, en los que se muestra la edad de la deformación en los diferentes sectores del orógeno. Se constatan las siguientes etapas: 1) Cretácico inferior: se produce la inversión tectónica del Engolfamiento de río Mayo en el retroarco andino; 2) Cretácico superior: emplazamiento tectónico del Batolito occidental en las zonas internas; 3) Paleógeno terminal: formación de la Precordillera de Chubut; 4) Neógeno: levantamiento de las zonas internas y activación del sistema de Liqueñe-Ofqui. El sector oriental del corte está basado en Peroni et al. (1995) y el sector más occidental en Lavenu y Cembrano (1999). El recuadro en el centro del mapa muestra la situación del mapa de la Fig. 4.

Figure 3. Geologic map and transect of the Northern Patagonian Andes at the 45°S, showing different stages of orogenic deformation: 1) Early Cretaceous: tectonic inversion of the Triassic to Jurassic basins in the rio Mayo embayment in retroarc zone of the Andean Cordillera; 2) Late Cretaceous: uplift of the internal zones of the orogen with the tectonic emplacement of the western Patagonian Batholith; 3) Lattermost Paleogene: formation of the Precordillera of Chubut in the retroarc; 4) Neogene: uplift of the internal zones along the Liqueñe-Ofqui fault system and emplacement of the eastern Patagonian Batholith. The eastern area in the transect is based on Vergani et al. (1995) and the eastern in Lavenu and Cembrano (1999). The box inserted in the centre of the map indicates the location of the Fig. 4.

47°30'S (Suárez y De la Cruz, 2000) y en el subsuelo adyacente (Strelkov et al., 1994).

Por su parte, la Precordillera de Chubut está formada por una serie de cabalgamientos y pliegues con vergencia oeste, formados a partir de la inversión tectónica en el Oligoceno superior de un *rift* jurásico ubicado en el centro de la Patagonia (Homovc et al., 1993; Peroni et al. 1995).

La Cordillera Neuquina

La Cordillera Neuquina constituye la parte más interna del segmento orogénico andino entre los paralelos 37° y 39°S. Corresponde a una serie de depocentros de intra-arco generados durante el Oligoceno superior–Mioceno inferior (cuenca de Cura Mallín; Jordan et al., 2001; Radic et al., 2002) que han sido invertidos tectónicamente durante el Mioceno superior, generando una serie de cabalgamientos con vergencias alternantes en función de la arquitectura de la cuenca extensional previa (Figs. 1 y 5) (Radic et al., 2002) y que posteriormente han sido afectados por el extremo norte del sistema de fallas direccionales de Liquiñe–Ofqui (Cembrano y Hervé, 1993) (Fig. 6). La actividad de este sistema de fallas ha generado una serie de cuencas transtensionales con depósitos pliocenos superiores a cuaternarios (Folguera y Ramos, 2000; Folguera et al., 2001). El límite occidental de la Cordillera Neuquina corresponde a un frente orogénico deformado durante el Neógeno y Cuaternario, tal como puede observarse respectivamente en los bajos de Andacollo y Loncopué (Folguera y Ramos, 2000), y al norte del volcán Copahue en el valle del río Picunleo (Iaffa et al., 2002; Folguera y Ramos, 2002) (Figs. 5 y 6).

Al este de este frente orogénico neógeno–cuaternario se extiende la Cuenca Neuquina, que corresponde a una amplia zona afectada por una deformación contractiva mesozoica que ha sido arrasada por la erosión terciaria. Esta deformación orogénica mesozoica se observa en varias fajas plegadas (Agrio, Chos Malal, Malargüe; Fig. 6) que involucran depósitos jurásicos superiores y cretácicos inferiores afectados por discordancias angulares sinorogénicas (Vergani et al., 1995). Por encima de estas secuencias plegadas, los materiales sinorogénicos del Grupo Neuquén del Cretácico superior, con depocentros desplazados hacia el este con relación a los sectores deformados internos, ponen de manifiesto que la deformación en la Cuenca Neuquina finaliza en el Cretácico superior.

Finalmente, hacia el oeste, se conforma el sistema de Curacó, el cual constituye una zona triangular corres-

pondiente al frente orogénico mioceno (Ramos y Barbieri, 1989) y que representa la estructura deformativa más occidental de los Andes en esta transversal. La serie de retrocabalgamientos, duplexes y bajocorrimientos de este sistema desarrollado sobre el retroarco, tiene lugar aproximadamente entre el Mioceno inferior y el Mioceno superior (17-8 Ma; Fig. 6) (Ramos y Barbieri, 1989).

Historia deformativa de la Cordillera Patagónica

El desarrollo de la Cordillera Patagónica puede considerarse que se inicia en el Jurásico medio, hace unos 170 millones de años, cuando aparecen los primeros indicios de una reinauguración de la subducción en el borde pacífico de la placa sudamericana (Álvarez y Ramos, 1999). El proceso subductivo en el margen patagónico ya había sido activo durante el Paleozoico superior, periodo en el cual gruesos prismas acrecionarios fueron deformados y metamorfizados (Hervé et al., 1998).

Los indicios acerca de la subducción de corteza oceánica en el margen patagónico, a partir de la ruptura de Gondwana, consisten: 1) en una desactivación de los primeros sistemas extensivos asociados al desmembramiento del Pangea y el Gondwana específicamente, que se desarrollaron desde el Triásico superior al Jurásico inferior (220-170 Ma) en la vertiente oriental de la cordillera de los Andes entre 33° y 52°S (Uliana y Biddle, 1987); 2) la migración hace 160 Ma de la actividad extensiva a la zona del arco volcánico y el retroarco interno (Ramos, 1999) con generación de cuencas de intra-arco alrededor del paralelo 45°S entre 140 y 125 Ma (Ramos et al., 1982); y 3) la aparición, alrededor de 170-150 Ma, de hiatos estratigráficos regionales, especialmente en los bordes occidentales y meridionales de la cuenca Neuquina (Vergani et al., 1995) que sugieren el desarrollo de estructuras de inversión tectónica de sectores localizados del retroarco. Esta inversión se interpreta como el inicio de la deformación en la zona del retroarco que se produce durante el Jurásico superior coetáneamente a la continuación de la sedimentación en amplios sectores de la Cuenca Neuquina.

La deformación compresiva del orógeno iniciado en el Jurásico se hace más evidente a partir del Neocomiense (Cretácico inferior) cuando se registran discordancias angulares, dentro de la secuencia neocomiana de la cuenca del Golfo de San Jorge a los 45°S (Barcat et al., 1989) y en los depocentros neocomianos occidentales de la Cuenca de río Mayo (Suárez y De la Cruz, 2000; Folguera et al., 2002) atribuidas a pulsos orogénicos. Por encima de estas capas plegadas del Neoco-

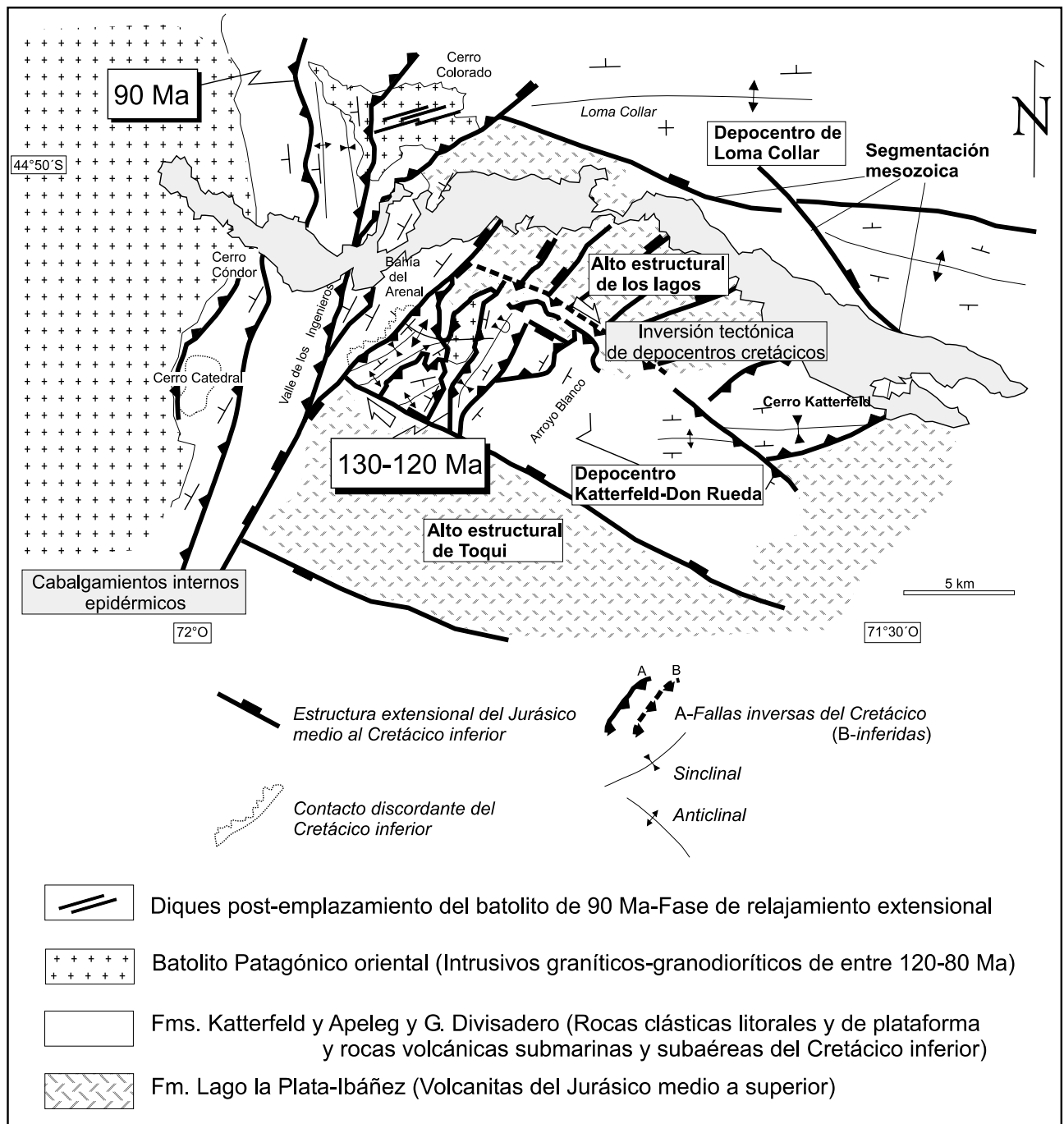


Figura 4. Mapa geológico detallado de la zona de los lagos La Plata y Fontana (ver Fig. 3 para su situación) en el que se muestra la estructura resultante de la inversión del rift Jurásico superior-Cretácico inferior y emplazamiento del Batolito Patagónico en el Cretácico superior (100-90 Ma).

Figure 4. Geological map of La Plata and Fontana lakes area in the Northern Patagonian Andes (see Fig. 3 for location). It shows the structure formed by the Early Cretaceous tectonic inversion of the Triassic-Jurassic río Mayo rift and the Patagonian batholith emplaced around 100 and 90 Ma (Late Cretaceous).

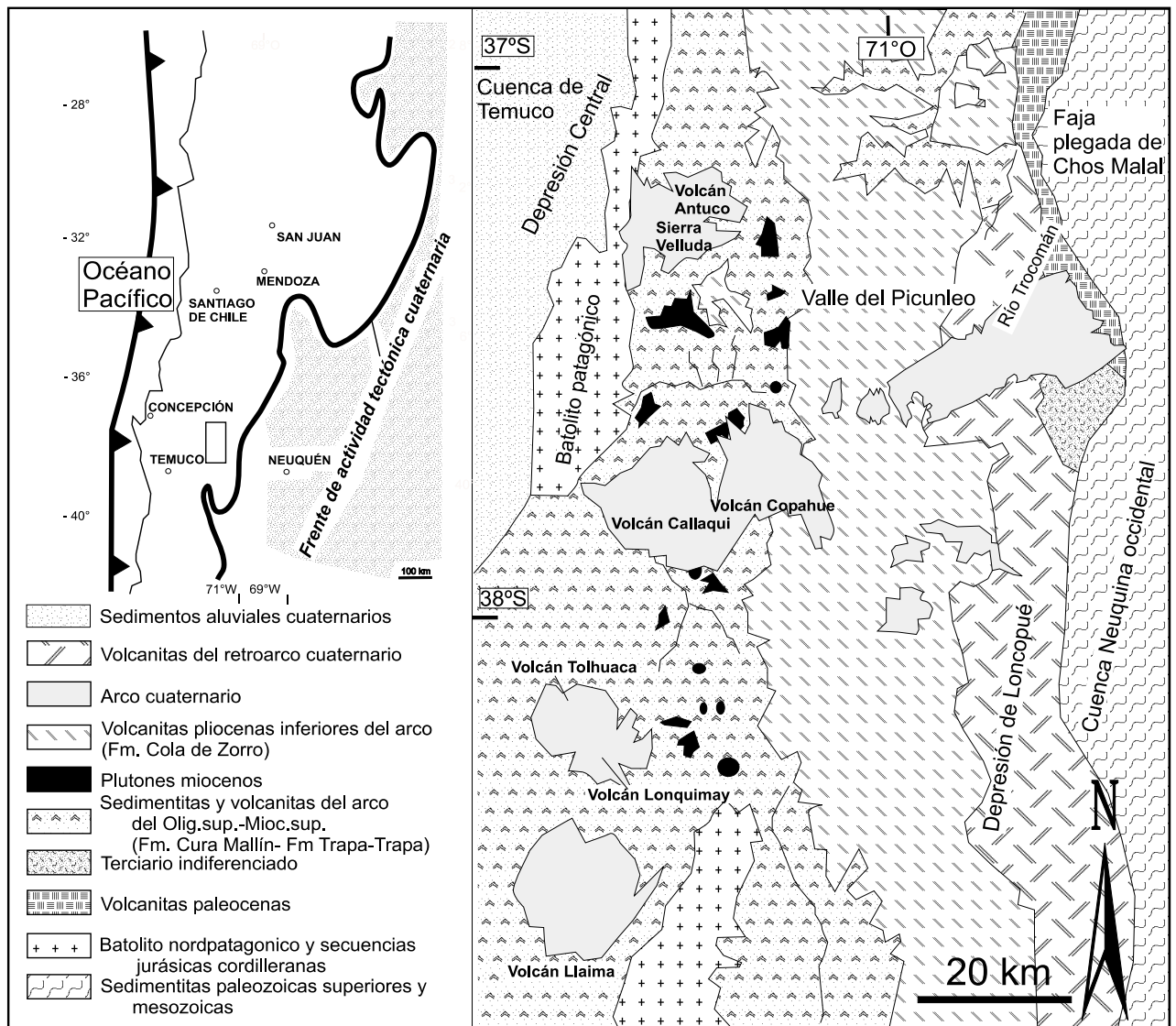
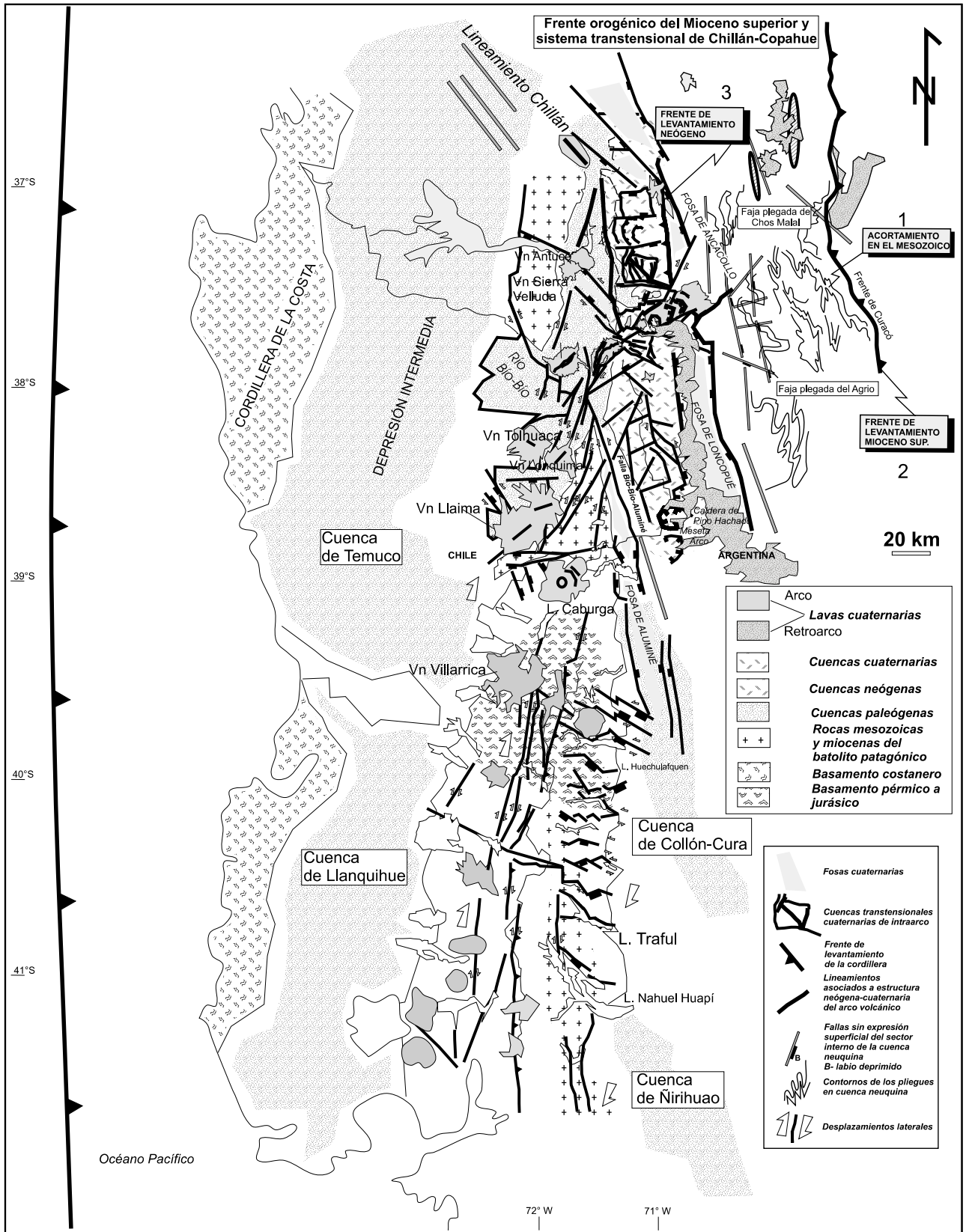


Figura 5. Situación de la Cordillera Neuquina en los Andes Centrales Australes. Mapa geológico de la zona limítrofe entre el retroarco y las zonas internas en el sector central de la Cordillera Neuquina.

Figure 5. Location of Neuquen Cordillera in Southern Central Andes. Geological map of the boundary zone between the inner and retroarc zones in the central part of the Neuquen Cordillera.

miense se sitúan discordantemente en el sector extra-andino rocas volcánicas, y secuencias continentales agrupadas en el Grupo Chubut del Cretácico medio y superior (Stipanovic y Rodrigo, 1969; Baker et al., 1981; Barcat et al., 1989; Strelkov et al., 1994; Suárez y de la Cruz, 2000). Esta discordancia, anterior a los 95 y 80 Ma (edad de las rocas volcánicas) parece corresponder a un evento deformativo que separa la inversión de las cubetas tafrogénicas del Neocomiense de las sedimentitas del Grupo Chubut (Strelkov et al., 1994).

Tras el evento deformativo neocomiense, al inicio del Cretácico superior se produce un cambio en el estilo de deformación en los Andes Patagónicos que queda reflejado en una variación crítica en la curva de subsidencia de la cuenca Austral. En esta cuenca a los 90 Ma, la subsidencia pasa de ser térmica (fase de sag de un sistema de *rift*) a ser generada por cargas tectónicas (cuenca de antepaís) que denotan el desarrollo de apilamiento orogénico a lo largo del borde de convergencia pacífico (Biddle et al., 1986). Esta fecha es coinci-



dente con recientes datos sobre trazas de fisión en apatitos en el Batolito Patagónico Oriental a los 45°S que denotan la fecha de exhumación de los sectores internos orogénicos para este sector de los Andes (Thomson et al., 2001). El desarrollo de este apilamiento orogénico en el Cretácico superior también viene indicado por el inicio de la sedimentación que persistirá hasta finales del Cretácico, en la cuenca de antepaís del Grupo Chubut, una unidad continental extensiva cuyos depocentros principales se encuentran al este de la faja deformada andina.

Paralelamente a este ciclo de deformación compresiva jurásico-cretácico, entre 120 y 70 Ma (Cretácico inferior-superior) se produce el emplazamiento superficial de la mayor parte del Batolito Patagónico Oriental (Ramos et al., 1982; Hervé et al., 1996; Thomson et al., 2001).

A finales del Cretácico (70 Ma; Arbe, 1989), el Grupo Chubut queda recubierto discordantemente en la cuenca del Golfo de San Jorge por los depósitos que marcan la primera transgresión atlántica. Estos depósitos transgresivos avanzan desde el margen pasivo atlántico en formación hacia la cuenca de antepaís andina sobre sectores peneplanizados, previamente deformados: este dato sugiere la inactividad orogénica para ese momento de los sectores más externos que se habían deformado previamente. En zonas más internas, al oeste del frente de Curacó en la Cuenca Neuquina (Ramos, 1998), la actividad orogénica en la Cuenca Neuquina finaliza previamente antes del Eoceno inferior (Ramos, 1998), cuando se depositan discordantemente rocas volcánicas no plegadas, de 49 a 44 Ma, sobre rocas marinas mesozoicas. Hasta el Eoceno superior (40 Ma) no vuelve a haber indicios de plegamiento en el retroarco, cuando se desarrollan las primeras cuencas de antepaís terciarias, en la latitud de 38°S. El relleno de estas cuencas se dispone sobre una discordancia regional, en la faja plegada de Malargüe (Manceda y Figueroa, 1995) que marca el hiato más importante en el desarrollo de la deformación en el retroarco de la cordillera patagónica con posterioridad a la ruptura del Gondwana.

En el Oligoceno inferior se reactivó también la Pre-cordillera de Chubut (Bernárdides) entre los paralelos 43° y 45°S (Homocv et al., 1993; Peroni et al., 1995), tras un prolongado periodo de ausencia de deformación en el retroarco externo.

Entre el Oligoceno superior al Mioceno medio se formaron una serie de depocentros extensivos en la Cordillera Patagónica y sur de los Andes Centrales Australes en posiciones de antearco: cuencas de Temuco y Llanquihue (McDonough et al., 1997); de arco: cuencas de Cura Mallín y de Traiguén (Suárez y Emparán 1995, 1997; Hervé et al., 1995; Muñoz y Araneda, 2000; Rivera y Cembrano, 2000; Jordan et al., 2001; Radic et al., 2002) y de retroarco: cuencas de Ñirihua y Collón Cura (Cazau et al., 1989; Spalletti y Dalla Salda, 1996) (Fig. 1).

Sincrónicamente a la formación de estas cuencas, se deforman compresivamente amplias zonas de intra-arco y antearco en los Andes Patagónicos. Esta deformación se reconoce en primer lugar en la Cuenca Neuquina, donde se constata que las zonas internas se deforman ya levemente en el Oligoceno superior (Ramos, 1998); posteriormente, a lo largo del Mioceno medio, se genera la faja plegada de Ñirihua (41°-42°S) a partir de la principal fase de inversión de una serie de depocentros de intra-arco del Paleógeno superior (Ramos, 1981; Cazau et al., 1989; Giacosa y Heredia, 1999) (Fig. 1); y finalmente, en el Mioceno superior (10-8 Ma) tiene lugar la principal fase de inversión de una serie de depocentros de intra-arco y antearco paleógenos (cuencas Neuquina, de Cura Mallín, Temuco y Llanquihue) en la Cordillera Neuquina entre 36°-39°S, hasta los Andes Centrales Australes (Suárez y Emparán, 1995, 1997; McDonough et al., 1997; Godoy et al., 1999; Jordan et al., 2001).

Esta deformación finaliza en la Cuenca Neuquina en el Mioceno terminal (7 Ma) momento en el cual las estructuras compresivas se fosilizan definitivamente (Ramos y Barbieri, 1989), y en el Mioceno superior (aprox. 10 Ma) en la Cuenca del Golfo de San Jorge, donde se reconoce un hiato sobre el que se depositaron sedimen-

Figura 6. Mapa geológico de la Cordillera Neuquina en el que se representan las principales estructuras y cinturones de deformación que acomodan los acortamientos acaecidos en el Jurásico superior-Cretácico, el Mioceno superior y el Plioceno-Cuaternario. Basado parcialmente en Ramos y Barbieri (1989), Lavenu y Cembrano (1999) y Lara et al. (2001).

Figure 6. Geological map of the Neuquen Cordillera. It shows the main structures developed during the Late Jurassic-Cretaceous, Late Miocene and Pliocene-Quaternary shortening episodes. These episodes generated: 1) the tectonic inversion of the Neuquen basin (retroarc area) during the Late Jurassic-Cretaceous; 2) the Late Miocene formation of the Curacó front; 3) Upper Pliocene to Quaternary uplift of the inner orogenic zones and transtensional deformation along the Chillán-Copahue system. Based on Ramos y Barbieri (1989), Lavenu y Cembrano (1999) and Lara et al. (2001).

tos sinorogénicos plio-cuaternarios en el área de antepaís (Legarreta y Uliana, 1994). La edad más moderna de esta deformación en la Cuenca Neuquina, con relación a la estructura más distal desarrollada en el retroarco a estas mismas latitudes, a lo largo del frente orogénico de la faja plegada del Agrio (Ramos y Barbieri, 1989), supone que el acortamiento pasó a ser absorbido en la zona del arco volcánico, con la consecuente fosilización del retroarco para esta fecha. Así pues, los datos disponibles parecen indicar la inactividad de la zona de retroarco y peneplanización de la misma durante el Mioceno terminal.

Posteriormente, antes del Plioceno superior (3 Ma) se fosilizó la faja plegada de Ñirihuao, la cual se extendió entre el arco volcánico y el retroarco interno (Giacosa y Heredia, 1999).

Durante todo este segundo ciclo de deformación compresiva, el volumen de materiales sinorogénicos no parece ser importante hasta que entre los 22 y 12 Ma se desarrolló una importante cuenca de antepaís a lo largo del retroarco de la Cordillera Patagónica al sur de los 44°S, en las cuencas del Golfo de San Jorge y Austral (Legarreta et al., 1990; Kraemer, 1993; Prior et al., 1996). Con relación a la formación de esta cuenca de antepaís, hay que indicar que las zonas internas del orógeno (Cordillera Patagónica) situadas más hacia el oeste, sufren una fase de reactivación y exhumación, desde el Mioceno superior (Laveny y Cembrano, 1999; Thomson et al., 1999), que compromete progresivamente sectores más internos (Folguera y Ramos, 2002) (Fig. 3). Esta reactivación va acompañada más al sur, en el paralelo 51°S, del emplazamiento durante el Mioceno superior (13-11 Ma) de una parte del batolito de la Cordillera Patagónica, en el arco volcánico, a través de rampas de origen tectónico (Skarmeta y Castelli, 1997). Durante este periodo, la deformación de las zonas internas se realizó, al menos alrededor de los paralelos 44°-45°S, a partir de sistemas de fallas transcurrentes dexas, tal como muestran los estudios realizados sobre el emplazamiento magmático en la Cordillera de Aysén (Dewey y Lamb, 1992; Hervé et al., 1993; Cembrano y Hervé et al., 1993).

Finalmente, hay que señalar que la sismicidad superficial y el desarrollo de sistemas transpresivos (sistema de fallas de Liqueñe-Ofqui; Hervé, 1976; Laveny y Cembrano, 1999) en rocas del arco volcánico postglaciar entre los paralelos 42°-45°S denotan que en la actualidad la actividad orogénica al sur de los 38°S está principalmente restringida a la zona del arco volcánico actual. Esta actividad de los sectores internos se habría inaugurado entre el Mioceno superior más alto y Plioceno inferior, tal como lo

muestran los análisis de trazas de fisión en apatitos en la Cordillera alrededor de los 45°S (Thomson et al., 1999) y los análisis microtectónicos de bandas de cizalla asociadas a los lineamientos regionales (Cembrano et al., 2000).

MODELO DE DEFORMACIÓN EN LA CORDILLERA PATAGÓNICA

En el estado actual del conocimiento, se puede considerar que en la génesis de la Cordillera Patagónica, intervienen a través del tiempo unas secuencias de deformación que incluyen 1) apilamiento y deformación continua de escamas corticales en el retroarco durante algunas decenas de millones de años (Fig. 7—Alta partición de la deformación; Fig. 8—I), que se anula repentinamente; 2) la migración del apilamiento de escamas corticales hacia el eje del arco volcánico mediante sistemas transpresivos (Fig. 7—Baja partición de la deformación; Fig. 8—II); 3) la denudación de la corteza superior mediante estos sistemas y la consecuente generación de grandes volúmenes de sedimentos sinorogénicos que se depositan en el antepaís (Fig. 8—II). Este esquema depende de la geometría de la convergencia de dorsales sísmicas con respecto al margen continental (Dewey, 1980) y es alterable en función de posibles cambios tanto en la dirección (Pardo Casas y Molnar, 1987; Tikoff y Teyssier, 1994) como en la velocidad de convergencia (Dewey, 1980; Larson, 1991).

La deformación durante la fase de actividad del retroarco se realiza a partir de despegues superficiales (profundidad inferior a los 15 km) dentro de las cuencas fanerozoicas de plataforma sobre las que se apilan tectónicamente las secuencias sedimentarias o a partir de la inversión de los despegues de *riffts* y cuencas transtensionales de retroarco, los cuales no superan los 20 kilómetros de profundidad (Fig. 8—I). En ambos casos, es una deformación que, en general, da lugar a la exposición en superficie de rocas enterradas previamente a no más de 10 kilómetros (Cazau et al., 1989; Ramos, 1989; Peroni et al., 1995; Manceda y Figueroa, 1995).

Durante la fase subsecuente, la deformación se realiza mediante sistemas transpresivos que se ubican principalmente en el basamento del arco volcánico. Estos sistemas transpresivos generan fuertes levantamientos y la emersión de escamas corticales más profundas. Como resultado, en esta etapa, la denudación en los dominios internos orogénicos produce la exposición de rocas formadas o soterradas a profundidades de entre 10 y 20 kilómetros (Fig. 8—II) (Hervé et al., 1993; Cembrano y Hervé, 1993; Thomson et al., 1999).

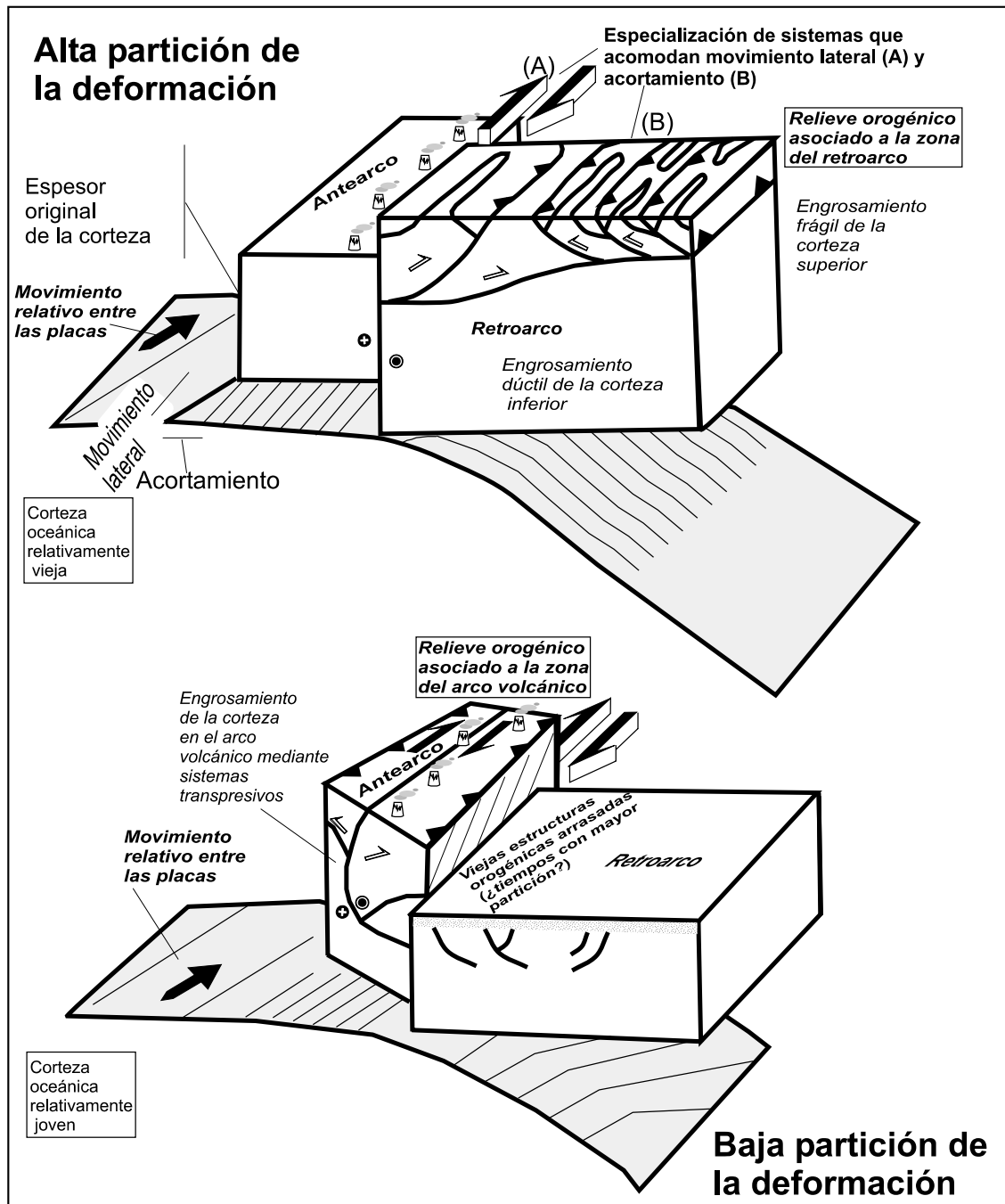


Figura 7. Formas de distribución de la componente direccional y transversal de la deformación en la placa superior de una subducción en la cual la convergencia es oblicua.

Figure 7. Models of distribution of the lateral and transverse components of the strain in a subductive system where the convergence is oblique. A) High strain partitioning: Separation of systems which accommodate the shortening in the outer orogenic sectors and systems which accommodate along-strike movement in the inner orogenic sectors. B) Low strain partitioning: Both shortening and along-strike movement found in one single orogenic system located in the inner parts of the orogen. High strain partition describes the present strain setting of the Austral Central Andes, north of 38°S. Low strain partition describes the present strain setting of the Northern Patagonian Andes between 40° and 45°S.

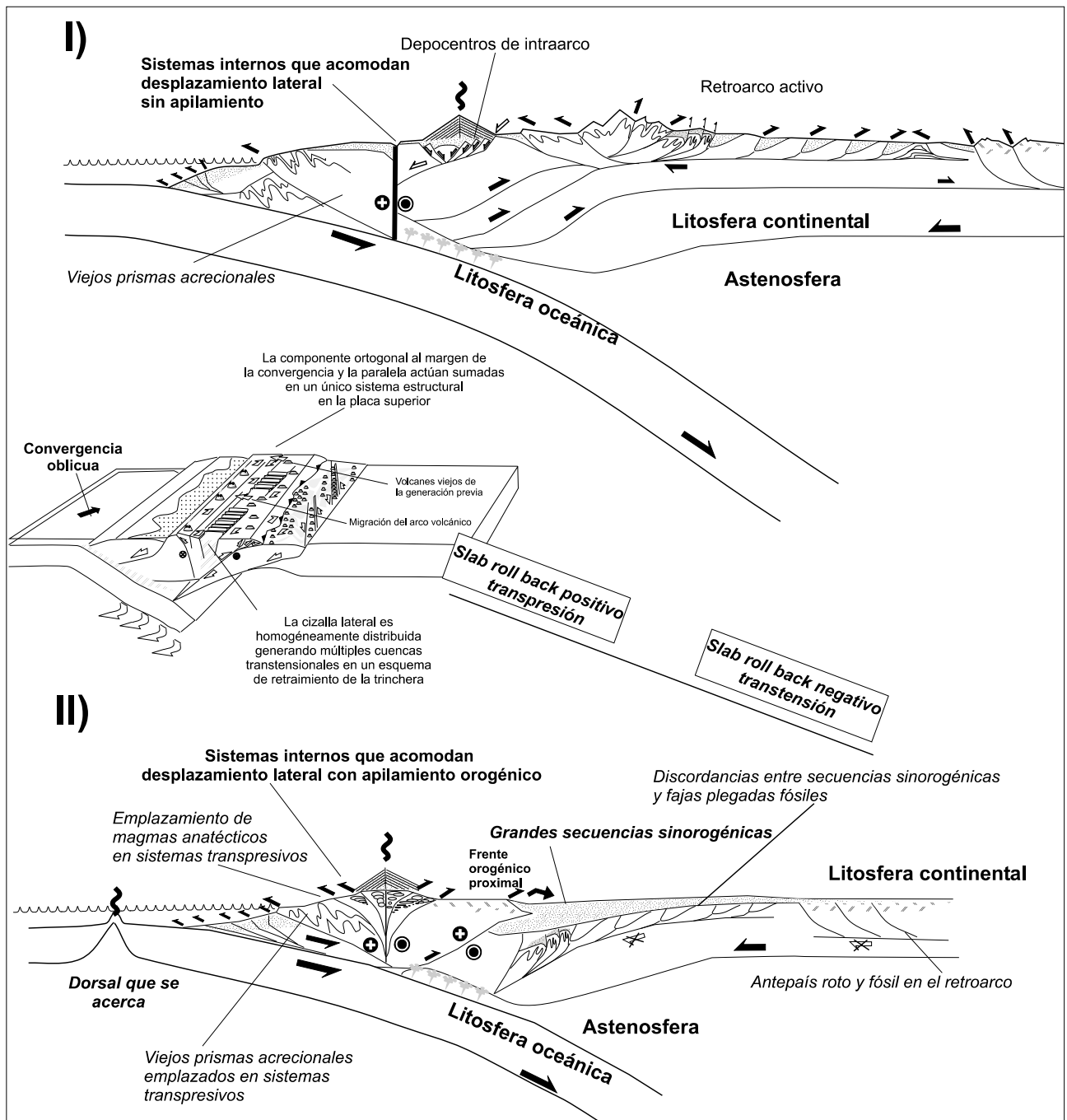


Figura 8. I) Distribución de la deformación en los Andes Centrales Australes correspondiente a un caso de relativamente alta partición de la deformación. II) Distribución de la deformación en los Andes Patagónicos Septentrionales correspondiente a un caso de relativamente baja partición de la deformación. En este último caso existen dos variantes: con velocidad de slab roll back negativa, correspondiente a los Andes Neuquinos, y positiva correspondiente al resto de la cadena.

Figure 8. I) Strain distribution in the Southern Central Andes (High strain partitioning behaviour). II) Strain distribution in the Northern Patagonian Andes (Low strain partitioning behaviour). In this last case, there exist two contrasting cases: negative slab roll back velocity in the Neuquen Andes and positive for the rest of the chain.

El retroarco de la Cordillera Patagónica Septentrional se ha activado y desactivado, según nuestras hipótesis, por lo menos en dos oportunidades desde la ruptura de Gondwana hace alrededor de 180 millones de años. Esto sugiere que en la formación de este segmento de la cordillera han intervenido dos ciclos o secuencias de deformación como los descritos anteriormente.

El primer ciclo corresponde al Jurásico superior-Cretácico inferior (¿hasta el Eoceno?) y se habría inaugurado con el emplazamiento de una serie de láminas de corrimiento en el retroarco e inversión de estructuras extensivas en sectores localizados de las cuencas de retroarco perigondwánicas (Vergani et al., 1995; Suárez y De la Cruz, 2000; Folguera et al., 2002). Su correspondiente pico de deformación tardío, posterior a la fosilización del retroarco, en el cual se produciría una fuerte denudación de la corteza superior en los dominios internos orogénicos, habría ocurrido en el Cretácico medio (hace unos 100–90 millones de años; Thomson et al., 2001), correlativamente a un pulso de aceleración de la convergencia del fondo oceánico (Larson, 1991).

El segundo ciclo comenzó durante el Paleógeno, probablemente alrededor de los 40 Ma (Homoc et al., 1993; Manceda y Figueroa, 1995; Peroni et al., 1995; Suárez et al., 2000), tras un largo hiato en el que el retroarco no se deforma debido a la alta oblicuidad de la convergencia en los Andes Centrales Australes y Andes Patagónicos (Pardo Casas y Molnar, 1987; Cande y Leslie, 1986). Este segundo ciclo incluye la imbricación de escamas en el retroarco hasta el Mioceno superior-Plioceno inferior, y a partir de 20 Ma (y específicamente a partir de 10 Ma en la Cordillera Neuquina, Jordan et al., 2001; Radic et al., 2002), la exhumación de la corteza superior del sector interno. Esta exhumación favoreció la intrusión de grandes volúmenes de cuerpos plutónicos generados en la cuña astenosférica, especialmente entre 20 y 10 Ma (Hervé et al., 1993), para prácticamente fosilizarse la actividad orogénica en el retroarco a partir de los 8 millones de años, al sur de los 38°S.

CINEMÁTICA DE LAS DORSALES PACÍFICAS CON RELACIÓN A LA SUBDUCCIÓN ANDINA

Coetáneamente a esta historia evolutiva de la deformación en la placa Sudamericana, Cande y Leslie (1986) ponen de manifiesto que en la zona de subducción situada en el límite occidental de esta placa se produce la aproximación, colisión y subducción oblicua de dos dorsales oceánicas que se suceden en el tiempo.

La primera dorsal es la que separaba las placas de Farallón y Aluk (Phoenix). Esta dorsal, orientada NE-SW, se sitúa inicialmente al noroeste de la placa Sudamericana y origina un gradiente en la edad del fondo oceánico que subduce desde más joven al norte a más viejo hacia el sur. La mayor velocidad de la subducción en relación con la de acreción que se produce en la dorsal de Farallón-Aluk (Phoenix) da lugar a que esta dorsal colisione con el margen norte de Sudamérica alrededor de los 90 Ma (Cretácico superior) y que posteriormente esta dorsal vaya colisionando y subduciendo progresivamente en posiciones más meridionales. De acuerdo con esta migración hacia el sur, Cande y Leslie (1986) proponen que la dorsal de Farallón-Aluk colisiona y empieza a subducir bajo placa Sudamericana en el paralelo 42°S (borde patagónico) alrededor de los 52 Ma (Eoceno inferior) y finalmente a la altura de la Península Antártica y Tierra del Fuego a los 42 Ma (Eoceno medio) (Fig. 9).

Tras la completa subducción de esta dorsal, los mismos autores indican que en el Mioceno medio (14 Ma) comenzó a colisionar en Tierra del Fuego (extremo sur del continente Sudamericano) la dorsal oceánica que separa las placas de Nazca y Antártida. La colisión de esta dorsal con respecto a la placa Sudamericana genera un nuevo punto triple (Fig. 1), que se va desplazando rápidamente hacia el norte hasta alcanzar su posición actual en el paralelo 46,30°S. Esta alta velocidad en el desplazamiento del punto triple hacia el norte es debida a la baja perpendicularidad del segmento de dorsal con respecto al límite de placas (Cande y Leslie, 1986).

Cabe aclarar que, si bien a través de las paleoconfiguraciones oceánicas no se han podido verificar otras interacciones entre el borde subductivo y centros de dispersión oceánicos, existe la posibilidad de que alrededor del Cretácico superior (85 Ma), otro segmento de dorsal haya chocado contra el margen de la Patagonia (Ramos et al., 1994). Básicamente, la evidencia está constituida por la presencia de rocas adakíticas de esta edad equivalentes a las que, identificadas en el Mioceno superior, se han asociado a través de las paleo-reconstrucciones con el choque de la dorsal de Chile (Ramos et al., 1991).

EDADES DE FONDO OCEÁNICO EN LA TRINCHERA Y DEFORMACIÓN

La forma en la que la deformación total producto de la convergencia se distribuye en la placa superior de una zona de subducción no es intuitiva y depende de una gran cantidad de factores, desde condiciones cinemáticas tales como oblicuidad de la convergencia (Cande y Leslie, 1986; Tikoff

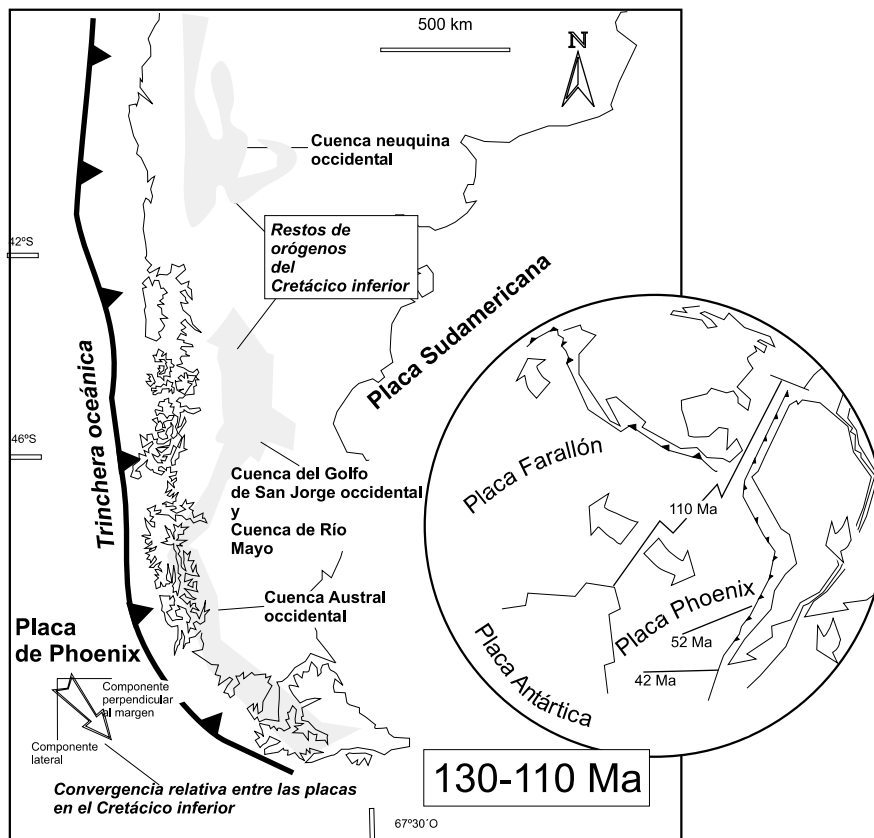


Figura 9. Zonas del retroarco de la Cordillera Patagónica Septentrional deformadas compresivamente durante el Cretácico inferior. En el mapa global se muestra la distribución de las placas en el Cretácico inferior y la posición de la dorsal Farallón-Aluk (Phoenix) en el Eoceno inferior y superior. Basado en Dalziel et al. (1974), Baker et al. (1981), Strelkov et al. (1994), Vergani et al. (1995); Suárez y De la Cruz (2000); Suárez et al. (2000); Thomson et al. (2001).

Figure 9. Retroarc basins of the Northern Patagonian Andes affected by Early Cretaceous compression. In the adjoining global map, the distribution of the tectonic plates at the Early Cretaceous times and the position of the Farallón-Aluk (Phoenix) during the Early and Late Eocene is shown. Based on Dalziel et al. (1974), Baker et al. (1981), Strelkov et al. (1994), Vergani et al. (1995); Suárez y De la Cruz (2000); Suárez et al. (2000); Thomson et al. (2001).

y Teyssier, 1994; Somoza, 1998) o las diferentes configuraciones de la zona de Benioff (Dewey, 1980; Chemenda et al., 2000), hasta dinámicas, tales como el balance de fuerzas entre las placas que colisionan (Liu et al., 1995; Chemenda et al., 2000). De especial interés resulta el grado de flotabilidad de la losa oceánica que subduce y su relación con los estilos estructurales presentes en la placa superior (Liu et al., 1995).

Al colisionar dos placas en una zona de subducción, la placa superior puede deformarse a partir de desplazamientos laterales de tipo direccional paralelos a los límites de placas, debidos a la componente de la convergencia entre ambas placas paralelo a esta dirección y/o a partir de desplazamientos perpendiculares al límite de

placas asociados a la componente transversal de la convergencia entre ambas placas (Fig. 7). De las estructuras asociadas a estos dos tipos de desplazamientos, tan sólo las generadas por la componente transversal de la convergencia causan engrosamiento cortical generalizado y una consecuente topografía orogénica isostáticamente compensada, distal a los límites de placa. La proporción entre las dos componentes depende del ángulo entre el límite de placas y la dirección de convergencia relativa entre ellas. Si la convergencia es perfectamente ortogonal, la componente de cizalla lateral estará ausente, por lo tanto no existirá mayor transporte de material paralelo al margen, salvo el derivado de la existencia de gradientes de acortamiento a lo largo de la faja de deformación.

En los otros casos, la componente de cizalla lateral del sistema subductivo puede manifestarse total o parcialmente mediante sistemas de fallas transcurrentes. Si esto último no ocurre, toda la cizalla lateral afectará a la corteza superior homogéneamente y no habrá una diferenciación clara entre los sistemas estructurales que acomoden acortamiento perpendicular a los límites de placas y fajas corticales en las cuales se transporte material paralelamente a los mismos. La manifestación o no de sistemas de fallas transcurrentes en la placa superior, que absorban total o parcialmente la componente de cizalla lateral del vector de convergencia oblicuo entre las placas, depende del grado de la partición de la deformación de la componente de cizalla lateral del sistema subductivo (Tikoff y Teysier, 1994).

La partición de la deformación de la componente paralela a los límites de placas (Fig. 7), es la cantidad de cizalla lateral resuelta mediante sistemas de fallas o bandas de cizalla direccionales, en relación con la distribuida homogéneamente. En la mayoría de casos, la descomposición o la suma son incompletas dando lugar a una amplia gama de estilos de deformación en la placa superior de un sistema subductivo.

Cuando la partición sea del 100 por ciento o cercana a este porcentaje, no existirá cizalla lateral fuera de las fallas y bandas de cizalla direccionales y por lo tanto, los sistemas estructurales que acomoden acortamiento, es decir, que se activen por la componente perpendicular a los límites de placa, no involucrarán ningún componente direccional producto de la convergencia oblicua (Fig. 7). En estas situaciones, los movimientos laterales se resuelven mediante la generación de sistemas transcurrentes que cortan a la litosfera en los sectores internos orogénicos, a la altura del arco y del antearco, y los movimientos perpendiculares al margen se acomodan a través de conjuntos de corrimientos y pliegues en el retroarco que se propagan hacia el interior de la placa superior y también adicionalmente a través de sistemas imbricados acrecionales del antearco (Figs. 7 y 8). En general, estos últimos no se reconocen en el registro geológico, debido a los fenómenos de erosión tectónica del antearco y a la polideformación y metamorfismo de este sector, por lo cual raramente sirven para evidenciar estados de partición de la deformación fósiles.

Ante baja partición de la deformación, solo una baja fracción de la componente lateral del movimiento entre las placas será absorbida por sistemas de fallas transcurrentes, por lo cual los segmentos de la corteza limitados entre estas estructuras se deformarán por efecto del acor-

tamiento perpendicular impuesto a los límites de placas, sumado a la parte de cizalla lateral no absorbida por las fallas transcurrentes. En estos casos en los que predominan los sistemas transpresivos, usualmente la topografía orogénica es escasa y existe poco avance del frente de deformación hacia el antepaís (Lavenue y Cembrano, 1999).

El grado de partición de la deformación depende sobre todo de factores dinámicos. Entre estos los más destacables son 1) la fuerza que tira del extremo de la placa (*slab pull*) (Liu et al., 1995), que depende de la longitud de la placa subducida (Fig. 7); y 2) la flotabilidad de la placa oceánica que subduce, que viene controlada por su densidad, que es función a su vez de su edad (Middleton y Wilcock, 1994).

Con relación a este segundo factor, es evidente que si la dorsal oceánica de la placa que subduce es oblicua respecto al borde de subducción, la edad de la corteza oceánica que va subduciendo será variable a lo largo de la longitud de la fosa. Un buen ejemplo de esta situación son los Andes Australes, donde la dorsal de Chile que separa a las placas de Nazca y Antártica, claramente oblicua a la fosa, está siendo subducida alrededor de los 46°30'S (Fig. 2). Al norte de este punto, la edad de la corteza oceánica que actualmente subduce no es homogénea a lo largo de la fosa sino que es más antigua a medida que nos alejamos hacia el norte.

Paralelamente a esta variación de la edad de la corteza oceánica que subduce, se constata que el estilo actual de la deformación varía a lo largo de los Andes Centrales Australes y Andes Patagónicos. Así, de norte a sur, pueden distinguirse cuatro sectores bien diferenciados:

A) Los Andes Centrales Australes (norte de los 38°S) (Fig. 2). En este sector de los Andes la deformación ocupa una amplia franja e incluye el desarrollo de fallas transcurrentes en las zonas más internas del orógeno y de sistemas de fajas plegadas y corridas activos que afectan al retroarco. Estos sistemas son usualmente paralelos al margen, u oblicuos debido a controles de sistemas de *rifts* previos y responden a un campo de deformación, con un eje principal contractivo cercano a la perpendicular a los límites de placa. Este estilo de deformación indica que en este sector la partición de la deformación es alta.

B) Los Andes Patagónicos Septentrionales (Fig. 2) que corresponden al sector situado entre la zona de colisión de la dorsal oceánica (a los 46°30'S) y paralelo

38°S. Es un sector en el que se desarrolla un sistema estructural activo a lo largo de la traza del arco volcánico cuaternario denominado Sistema de fallas de Liquiñe–Ofqui (Cembrano y Hervé, 1993), que concentra el apilamiento cortical y los movimientos dextros producto de la oblicuidad en la convergencia (Lavenu y Cembrano, 1999). El eje de contracción máximo correspondiente a la elipse de deformación instantánea que activa a estos sistemas suele ser cercano a la dirección de convergencia relativa entre las placas que colisionan. Por otra parte, en este mismo sector se constata que en el retroarco, situado al este del frente orogénico neógeno–cuaternario, no hay deformación neógena (Cazau et al., 1989; Giacosa y Heredia, 1999; Folguera y Ramos, 2002) (Fig. 2). Este estilo de deformación, con predominio de sistemas transpresivos, sugiere que en este sector existe una baja partición de la deformación (Lavenu y Cembrano, 1999).

C) Los Andes Patagónicos entre los paralelos 45° y 47°S (Fig. 2), constituyen el sector austral del segmento anteriormente descrito, sin embargo se diferencia del mismo por el hecho de presentar deformación extensional neógena, probablemente ligada al desarrollo de una ventana astenosférica a partir de la subducción de la dorsal de Chile (Murdie et al., 1993; Suárez et al., 2000; Folguera et al., 2000).

D) La Cordillera de Santa Cruz situada al sur del paralelo 47°S. Este segmento orogénico se levantó principalmente en el Mioceno superior, durante la subducción de la placa de Nazca (Ramos, 1989), a partir de lo cual la reducida convergencia relativa entre las placas Antártica y Sudamericana, luego del pasaje de la dorsal de Chile (2 cm/año), no produce alzamiento orogénico.

A través del análisis de los estados deformativos en los Andes Australes y Patagónicos Septentrionales, en relación con la edad de corteza oceánica, se constata que la corteza oceánica joven próxima a la dorsal de Chile que entra en la subducción, produce una baja descomposición de la deformación total, generando sistemas transpresivos (Figs. 7 y 8), mientras que la subducción de corteza oceánica relativamente antigua genera una descomposición alta de la deformación. El cambio de una situación a otra se produce cuando se inhibe el apilamiento en el retroarco, que responde a la descomposición alta de la deformación con un componente de cizalla perpendicular independiente, y coincide con una edad oligocena a miocena de la corteza oceánica que subduce equiparable a la que hoy se observa alrededor de los 38°S (Fig. 2).

El diferente estilo de deformación entre las dos zonas situadas al norte del punto, en donde está actualmente colisionando la dorsal, queda también bien reflejado en la distribución de la zona sísmogénica de interplacas que es reconocida como la principal interfase que acomoda convergencia perpendicular a la trinchera en sistemas altamente o parcialmente particionados (Dewey y Lamb, 1992). El dispar desarrollo de esta interfase a lo largo de una zona de subducción denota los distintos grados de desarrollo de la componente perpendicular de movimiento en el sistema subductivo (Pardo et al., 1996) (Figs. 2 y 7). En este sentido, las extensas (superiores a 700 kilómetros) zonas sísmogénicas de las zonas de Wadati–Benioff presentes en los Andes Centrales Australes se correlacionan con estructuras activas que acomodan acortamiento en el retroarco (33°–38°S), mientras que reducidas zonas sísmogénicas (inferiores a 300 kilómetros) de los Andes Patagónicos Septentrionales (38°–45°S) denotan la ausencia de estructuras orogénicas activas en amplias zonas del retroarco.

Reconocimiento de las variaciones de la partición de la deformación en el registro geológico

El reconocimiento de la actividad contractiva en el retroarco y direccional en arco, significativas del desarrollo de períodos con una alta partición de la deformación, es relativamente sencillo ya que involucra diferentes niveles estructurales. La deformación del retroarco y su consecuente fosilización generan discordancias angulares a nivel regional en los sedimentos sinorogénicos. Por su parte, la deformación por fallas o bandas de cizalla direccionales en el arco no produce engrosamientos corticales significativos y consecuentemente no genera relieves en los cuales se exhumen niveles corticales inferiores (Fig. 8).

Las etapas de baja partición de la deformación se caracterizan por la concentración de toda la deformación en las zonas internas donde se desarrollan sistemas transpresivos. Estos sistemas generan un significativo engrosamiento de la litosfera en estas zonas y por lo tanto, la formación de relieves positivos sometidos a fuertes erosiones. Esto hace que la actividad de los sistemas transpresivos pueda reconocerse fácilmente por la denudación de la corteza superior en las partes internas del orógeno, que produce el afloramiento en superficie de rocas corticales profundas y la sedimentación de grandes volúmenes de materiales sinorogénicos junto al frente de la cordillera (Fig. 8).

EVOLUCIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN LA PLACA SUPERIOR DE UNA ZONA DE SUBDUCCIÓN DURANTE LA APROXIMACIÓN Y SUBDUCCIÓN DE UNA DORSAL OCEÁNICA

Aplicado a una dorsal que va acercándose hasta colisionar con una zona de subducción, este modelo de evolución de la deformación en función de la edad de la corteza que subduce permite diferenciar cuatro fases en la formación de una cordillera de subducción.

La primera, relacionada con la subducción de cortezas relativamente antiguas, se caracteriza por una alta partición de la deformación e incluye la imbricación tectónica de materiales superficiales en el retroarco.

La segunda parte del ciclo corresponde a la llegada de la dorsal y a los estadios precursores, es decir cuando la corteza que subduce es relativamente joven, está caracterizado por el desarrollo de sistemas transpresivos en un contexto de baja partición de la deformación. Estos sistemas producen un ascenso rápido de la corteza superior más baja y generan la denudación de rocas profundas en los sectores internos del orógeno y la formación de grandes volúmenes de materiales sinorogénicos (Fig. 8). Esto implica que en una misma transversal, la deformación compresiva de los sectores internos y externos es entonces diacrónica. El tránsito entre esta fase y la anterior se producirá a cierta distancia de una dorsal que colisionará posteriormente (Fig. 8). Si la dorsal se acerca y colisiona paralelamente a los límites de placa, este tránsito se registrará al mismo tiempo en todos los segmentos del orógeno. En cambio, ante cierto grado de oblicuidad, ciertos segmentos conservarán sistemas de corrimientos activos en el retroarco, mientras en otros la actividad orogénica distal se habrá fosilizado y el apilamiento orogénico será privativo de los sectores internos en sistemas transpresivos.

La tercera fase coincide con la subducción de la dorsal oceánica y se caracteriza por un incremento de la denudación en los sectores internos orogénicos. Este incremento de la denudación parece ser función de: a) el rebote isostático de la litosfera continental por sobre la ventana astenosférica en proceso de apertura, asociada a la dorsal que subduce, y b) la intensa deformación extensiva que acaece en la corteza superior durante este proceso (Murdie et al., 1993). En esta situación se encontrarían en la actualidad los Andes Patagónicos entre 45° y 47°S.

La cuarta y última fase se produce tras la subducción de la dorsal. Es una fase en la cual se produce una desaceleración de la convergencia en la zona de subducción

debida a la reducción de la fuerza de *slab pull* de la losa oceánica que subduce. La causa de esta reducción cabe buscarla en la ruptura de la placa que subduce bajo la ventana astenosférica de la antigua dorsal y la consiguiente reducción de la longitud de la zona de Benioff. Ésta sería la situación actual de la Cordillera de Santa Cruz.

LOS CICLOS DE DEFORMACIÓN EN LOS ANDES PATAGÓNICOS Y SU CORRELACIÓN CON LA CINEMÁTICA DE LAS DORSALES PACÍFICAS

A partir de los datos expuestos pueden correlacionarse los dos ciclos deformativos en los Andes Patagónicos con el acercamiento y subducción de las dorsales pacíficas de Farallón-Aluk y de Chile.

El ciclo Jurásico superior-Cretácico (¿hasta Eoceno?): acercamiento, colisión y subducción de la dorsal de Farallón-Aluk)

El primer ciclo, que abarca todas las deformaciones desarrolladas entre el Jurásico superior y el Cretácico, coincide temporalmente con el acercamiento y subducción de la dorsal de Farallón-Aluk. En este periodo, el acercamiento, colisión y posterior subducción de esta dorsal va acompañada de una variación en el estilo de deformación en la placa Sudamericana que es congruente con el modelo propuesto. Así, en relación con la cinemática de la dorsal de Farallón-Aluk se constata que:

1) La inversión jurásica superior-cretácica inferior (130-120 Ma) de las cuencas de retroarco y la coetánea actividad transcurrente en los sectores internos orogénicos (Cembrano et al., 1992; 2000; Rosenau et al., 2002) de los Andes Australes y Patagónicos Septentrionales tiene lugar en un marco en el cual la dorsal de Farallón-Aluk se encuentra lejos del límite occidental de la placa Sudamericana y, por lo tanto, en una situación en la que subduce corteza oceánica relativamente vieja (Fig. 9).

2) La deformación transpresiva cretácica inferior-alta a superior de las zonas internas, con generación de grandes volúmenes de materiales sinorogénicos de esta edad que se expanden discordantemente sobre el retroarco, coincide con una aceleración de la convergencia entre las placas de Aluk y de Sudamérica (Larson, 1991), y consiguientemente con un rápido acercamiento de la dorsal. Es decir, existe una correlación directa entre el desarrollo de esta deformación transpresiva con la subducción de una corteza oceánica cada vez más joven (Fig. 10).

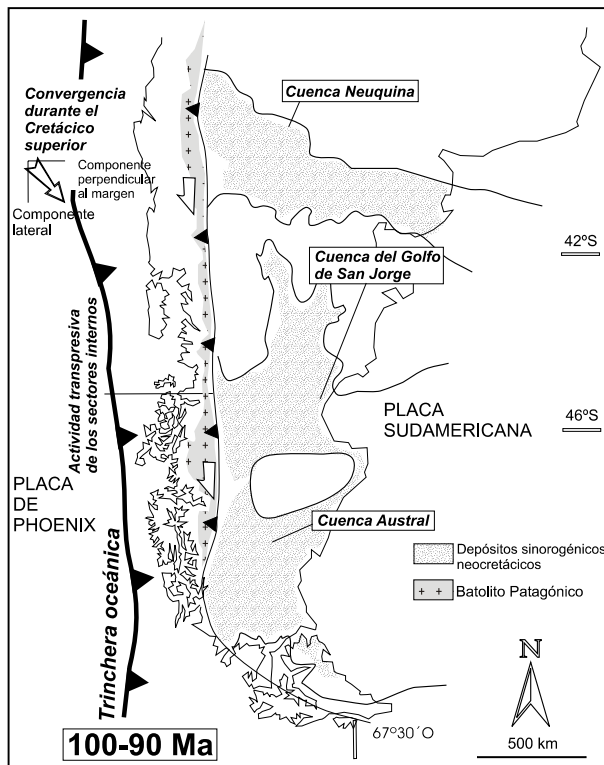


Figura 10. Mapa de la parte sur de la placa Sudamericana en el que se reflejan los principales rasgos de la deformación andina durante el Cretácico inferior más alto y el Cretácico superior: el levantamiento de las zonas internas mediante sistemas de fallas transpresivas y la deposición de grandes volúmenes de sedimentos sinorogénicos en las cuencas Neuquina, del Golfo de San Jorge y Austral. Las flechas representan el área de aporte de las secuencias sedimentarias, correspondiente a los sectores internos orogénicos.

Figure 10. Simplified geological map of the southern South-American plate with the main features of the lattermost Early Cretaceous to Late Cretaceous Andean deformation: the transpressive deformation and uplift of the inner parts of the Patagonian Andes and the sedimentation of large volumes of synorogenic sediments in the Neuquen, Golfo de San Jorge and Austral basins. Arrows indicate the inner orogenic source areas of these sediments.

3) La atenuación de la actividad tectónica en el Paleógeno inferior (60-45 Ma) se produce al mismo tiempo que la colisión y posterior subducción de la dorsal de Farallón-Aluk. Durante este período, la denudación de la corteza superior disminuye y el retroarco patagónico permanece fosilizado probablemente como consecuencia de una disminución de la convergencia en la zona de Benioff que se asocia a la reducción de la fuerza de *slab pull* que se produce tras el pasaje de la dorsal y la subsecuen-

te generación de una ventana astenosférica en la placa subducente (Cande y Leslie, 1986).

Estas observaciones muestran que la deformación pre-miocena de los Andes Australes y Patagónicos es congruente con una aproximación y subducción oblicua de una dorsal (en este caso la de Farallón-Aluk) que generaría: primero, durante la subducción de cortezas oceánicas relativamente viejas, una alta partición de la deformación (Fig. 9); segundo, durante la subducción de cortezas más jóvenes, una baja partición de la deformación (Fig. 10); y finalmente, durante la subducción de la dorsal, una etapa con atenuación de la actividad tectónica.

El ciclo Oligoceno superior-Actual: acercamiento, colisión y subducción de la dorsal de Chile

El segundo ciclo se inicia en el Oligoceno superior y perdura hasta la actualidad y coincide con la aproximación y posterior colisión y subducción de la dorsal de Chile, que se inicia al sur de los Andes Patagónicos y que va migrando hacia el norte. En este ciclo, la evolución del estilo de la deformación es similar a la del anterior ciclo y muestra también una correlación con la cinemática de la dorsal de Chile prácticamente idéntica a la observada entre la deformación jurásica superior-paleógena inferior y la cinemática de la dorsal Farallón-Aluk. Así, en relación con la cinemática de la dorsal de Chile se constata que:

1) La inversión eocena-oligocena inferior de las cuencas de retroarco mesozoicas de los Andes Australes y Patagónicos Septentrionales tiene lugar en un marco en el cual la dorsal de Chile se encuentra lejos del límite occidental de la placa Sudamericana y, por lo tanto, en una situación en la que subduce corteza oceánica relativamente vieja (Fig. 11).

2) La deformación transpresiva miocena superior a cuaternaria de las zonas internas, con generación de grandes volúmenes de materiales sinorogénicos de esta edad que se expanden discordantemente sobre el retroarco, coincide con el acercamiento de la dorsal de Chile (Fig. 11).

DISCUSIÓN

En cada uno de estos ciclos, la sedimentación sinorogénica producida durante la deformación del retroarco (periodos de alta partición de la deformación), es menor con relación a la generada durante la colisión de una dorsal y los estadios inmediatamente previos (periodos de

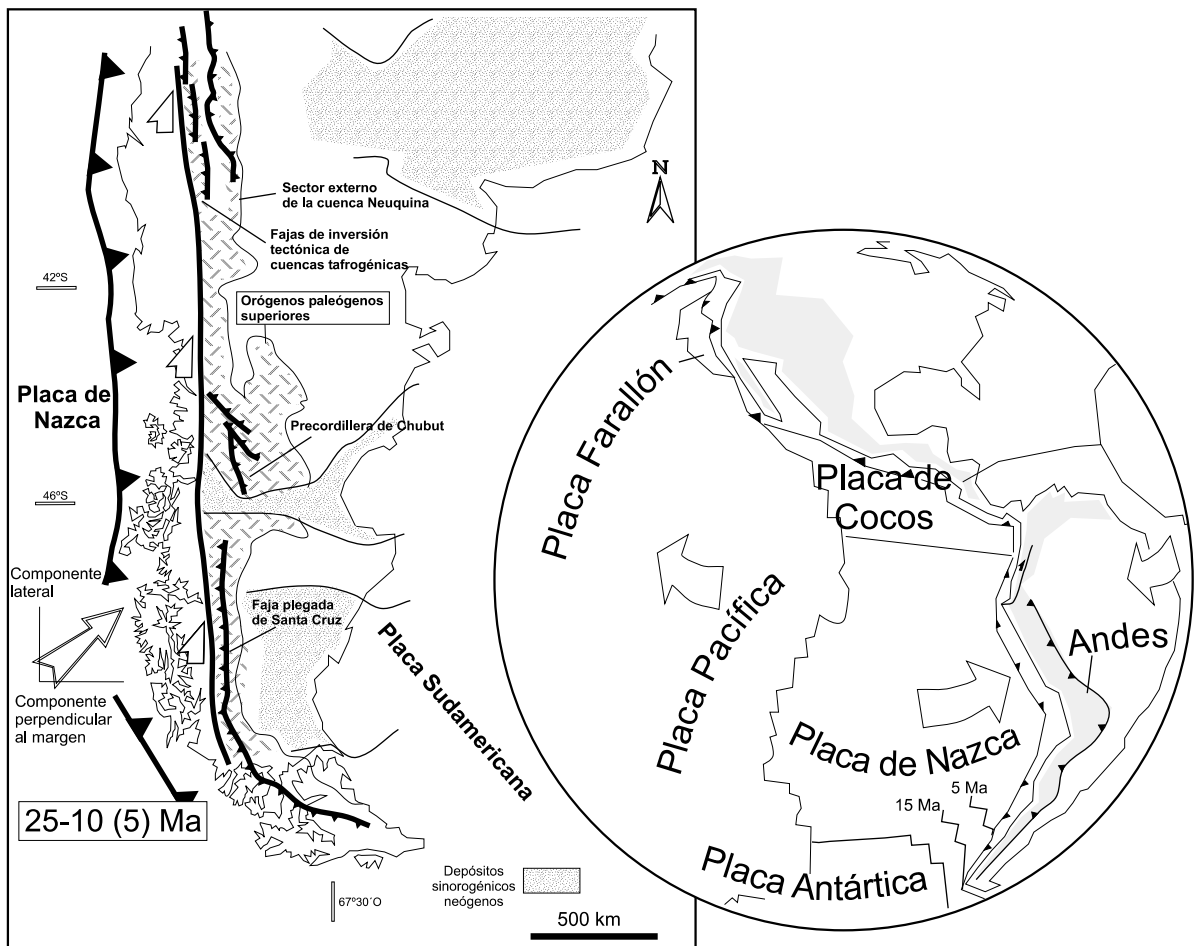


Figura 11. Mapa del segmento meridional de la placa Sudamericana, en el cual se muestran las principales características de la deformación oligocena superior-neógena y su relación con la cinemática de las placas de Nazca y Antártida.

Figure 11. Simplified map of the southern part of the South-American plate showing the main features of the Late Oligocene to Neogene deformation of the Patagonian Andes: Late Oligocene compressive orogenic stacking of the retroarc areas, Neogene dextral strike slip faulting in the inner domains and deposition of large volumes of Neogene-Quaternary synorogenic sediments in the foreland area.

baja partición de la deformación). Este hecho define dos características clásicas de la sedimentación sinorogénica en las cordilleras generadas por subducción de corteza oceánica: 1) El aparente retraso en el comienzo de la sedimentación sinorogénica, con respecto a la edad de las primeras discordancias diastróficas del retroarco; y 2) La deposición de los mayores volúmenes de sedimentos sinorogénicos justo antes, durante o tras la colisión de las dorsales.

En efecto, las secuencias sinorogénicas correspondientes a los Grupos Chubut y Neuquén, y con posterioridad a las formaciones Santa Cruz-Galera, definirían el comienzo de la actividad de los sistemas transpresivos,

que se activan previos a la llegada de una dorsal y que comienzan a denudar a la corteza superior. Estos grandes volúmenes sedimentarios se depositan en el Cretácico medio (entre los 100 y 90 Ma) para el primer ciclo y en el Mioceno (entre los 20 y 10 Ma) para el segundo.

En los dos casos, la generación de grandes y extensos volúmenes sinorogénicos, antecede al choque de las dorsales, tal como lo habían sugerido Prior et al. (1996) y Suárez et al. (2000) para la colisión de la dorsal de Chile en 14–5 Ma. En particular, su formación coincide aproximadamente con los picos de aceleración de la convergencia que acaecen en el Cretácico inferior alto a superior (115–60 Ma) y en el Mioceno inferior alto a me-

dio (20–15 Ma). Concretamente la sedimentación del Grupo Chubut, en la cuenca del Golfo de San Jorge, comienza hace 115–110 Ma y la del Grupo Neuquén hace 95 Ma, por lo tanto, alrededor de 40 millones de años antes de la colisión y subducción de la dorsal que separaba las placas de Farallón y Aluk. Por otro lado, la sedimentación correspondiente a las Fms Santa Cruz–Galera comienza hace 20–18 Ma (Suárez et al., 2000), o sea unos 20 millones de años antes de la llegada de la segunda dorsal (dorsal de Chile) a la Patagonia.

CONCLUSIONES

La Cordillera Patagónica es una cordillera de subducción generada bajo una convergencia oblicua, que se ha estructurado siguiendo dos modelos de deformación diferentes. Por un lado, un modelo de deformación en que hay una marcada partición de ésta, con formación de pliegues y cabalgamientos principalmente a nivel del retroarco y de fallas direccionales en las zonas internas. Por el otro, un modelo en el cual la deformación se concentra en las zonas proximales de la zona del arco e involucra un sistema de despegues transpresivos más profundos (>10 km) que levantan rocas de la corteza media a superior. El desarrollo de uno u otro comportamiento ha dependido de la posición más o menos lejana de las dorsales sísmicas que se han ido aproximando por el Océano Pacífico y que han definido un gradiente de edad de fondo oceánico que ha ido subduciendo a lo largo de la fosa.

Así, el modelo de alta partición de la deformación en el que se estructura contractivamente el retroarco se genera en los períodos de subducción de corteza oceánica, en los cuales las dorsales están tanto o más lejos de la posición que ocupa la dorsal de Chile en relación con los Andes Centrales; es decir, en situaciones en las que la corteza oceánica que está subduciendo tiene probablemente más de 20 millones de años de antigüedad. En cambio, el modelo de baja partición de la deformación con desarrollo de sistemas transpresivos en las partes internas de la cordillera se relaciona con situaciones en las que la corteza oceánica que subduce tiene una flotabilidad anómalamente alta; es decir, con situaciones en las que colisiona una dorsal oceánica o en las que, previamente a ésta, subduce corteza oceánica relativamente joven (<20 Ma).

De acuerdo con esta correlación, el registro sedimentario y deformativo en los Andes Centrales Australes y los Andes Patagónicos Septentrionales denota que estos segmentos podrían estar secuenciados de acuerdo a 2 ci-

clos en los que se produce el acercamiento, la colisión y la posterior subducción de una dorsal oceánica orientada oblicuamente con relación al margen occidental de la placa Sudamericana.

Las reconstrucciones realizadas sobre la configuración de las placas oceánicas del Pacífico a lo largo del tiempo, permiten asociar el primer ciclo, de edad Jurásico superior-Cretácico (¿hasta Eoceno?), con la aproximación y colisión de la dorsal NE-SW de Farallón-Aluk; y el segundo, iniciado en el Oligoceno superior, con la aproximación y colisión de la dorsal NW-SE de Chile.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto Evolución del segmento de subducción normal 33°–38°S. PIP 4162. Se agradece la lectura crítica y la discusión a Pablo Leal y a Rubén Somoza (Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires). Se agradece especialmente a los revisores del trabajo, la Dra. Joaquina Alvarez Marrón, al Editor de *Acta Geologica Hispanica* Dr. Eduard Roca Abella, por sus minuciosas revisiones y por los aportes y discusión que clarificaron y mejoraron este trabajo, y a los dos revisores anónimos.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, P.P., Ramos, V.A., 1999. The Mercedario Rift System in the Principal Cordillera of Argentina and Chile. (32°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1), 17-31.
- Arbe, H., 1989. Estratigrafía discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz. In G. Chebli, L. Spalletti (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie de Correlación Geológica 6*, Instituto Superior de Correlación Geológica, Tucumán, 419-442.
- Barcat, C., Cortiñas, J., Nevistic, V., Zocchi, H., 1989. Cuenca del Golfo de San Jorge. In G. Chebli, L. Spalletti (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie de Correlación Geológica 6*, Instituto Superior de Correlación Geológica, Tucumán, 319-345.
- Baker, P.E., Rea, W.J., Skarmeta, J., Caminos, R., Rex, D.C., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46°S. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A 303, 105-149.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G., Wright, R.C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central eastern Magallanes basin, southern South America. In P. Allen, P. Homewood (eds.). *Foreland basin. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8*, 41-61.

- Bruce, R.M., Nelson, E., Weaver, S., Lux, D., 1991. Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian batholith. Constraints on magmatic arc development. In R.S. Harmon, C.W. Rapela (eds.). *Andean Magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265, 1-12.
- Cande, S., Leslie, R., 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B1), 471-496.
- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J., Spalletti, L., 1989. Cuenca de Ñirihua. In G. Chebli, L. Spalletti (eds). *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie de Correlación Geológica 6*, Instituto Superior de Correlación Geológica, Tucumán, 299-318.
- Cembrano, J., Beck, M., Burmester, R., Rojas, C., García, A., Hervé, F., 1992. Paleomagnetism of Lower Cretaceous rocks from east of the Liquiñe-Ofqui fault zone, Southern Chile: evidence of small in-situ clockwise rotations. *Earth and Planetary Science Letters*, 113, 539-551.
- Cembrano, J., Hervé, F., 1993. The Liquiñe Ofqui fault zone: a major Cenozoic strike-slip duplex in the southern Andes. *Actas International Symposium of Andean Geodynamics, Oxford, II*, 175-178.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A., 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319, 129-149.
- Chemenda, A., Lallemand, S., Bokun, A., 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modeling. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5567-5581.
- Dalziel, I., Witt, M., Palmer, K., 1974. Fossil marginal basin in the Southern Andes. *Nature*, 250, 291-294.
- Dewey, J., 1980. Episodicity sequence and style at convergent plate boundaries. In D. Strangway (ed.). *The continental crust and its mineral deposits*. Geological Association of Canada, Special Paper 20.
- Dewey, J., Lamb, S., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205, 79-95.
- Folguera, A., Ramos, V.A., 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias para el arco volcánico cuaternario (36°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3), 229-244.
- Folguera, A., Vieiro, J., Gómez, A., 2000. Evolución Geológica de los Andes del lago la Plata (45°S). *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, 2, 197-200.
- Folguera, A., Yagupsky, D., Zlotnik, S., Iaffa, D., Melnick, D., 2001. Transtensión como mecanismo de transición entre estados de baja y alta partición de la deformación entre 37° y 40°S en el Plioceno y Cuaternario. *XI Congreso Latinoamericano de Geología, Simposio sobre Evolución Tectónica de los Andes*, Montevideo, p. 3. (Electronic files).
- Folguera, A., García Morabito, E., Iannizzotto, N., Yagupsky, D., 2002. Hipótesis sobre la evolución mesozoica de la Cordillera de Aysén. Inversión de la cuenca de Río Mayo. *Actas XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate (Electronic files)*.
- Folguera, A., Ramos, V.A., (2002): Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46°S). *Rev. Soc. Geol. España* 15 (1-2).
- Giacosa, R., Heredia, N., 1999. La cuenca de antepaís terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos entre los 41° y 42°S, SO de Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 32 (1997) (1-2), 103-111.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306, 217-236.
- Hervé, M., 1976. Estudio geológico de la falla de Liquiñe-Reñoncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *Actas I Congreso Geológico Chileno, Santiago, I*, B39-B56.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Drake, R., Beck, M., Mpodozis, C., 1993. Rapid generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysén, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 375-386.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Drake, R., Beck, M.E., 1995. Pillow basalts in a mid-tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe Ofqui fault zone: The Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (1), 33-46.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Demant, A., Ramirez, E., 1996. Age and Al-In-Hornblende Geobarometry in the North Patagonian Batholith, Aysen, Chile. *Actas III International Symposium of Andean Geodynamics, St Maló*, 579-581.
- Hervé, F., Aguirre, L., Godoy, E., Massone, H., Morata, D., Pankhurst, R., Ramirez, E., Sepulveda, V., Willner, A., 1998. Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos de Aysén, Chile. *Actas X Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires*, 2, 134-137.
- Homoc, J., Conforto, G., Lafourcade, P., 1993. Faja plegada en el subsuelo de la cuenca del golfo de San Jorge, ejemplo de inversión tectónica. *Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza*, III, 235-241.
- Iaffa, D., González Díaz, E., Folguera, A., 2002. Tectónica post-glaciaria en la Cordillera Neuquina. Río Picunleo (37°30' S). *Actas XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate. (Electronic files)*
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20 (3), 308-324.
- Kraemer, P., 1993. Perfil estructural de la cordillera patagónica Austral a los 50°S, Santa Cruz. *Actas XII Congreso Geológico*

- gico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, III, 119-125.
- Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H., Pérez de Arce, C., 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno en los Andes del sur (39°- 42°S). *Revista Geológica de Chile*, 28(1), 67-90.
- Larson, R., 1991. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19, 547-550.
- Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional and tranpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21, 1669-1691.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., Torres, M.A., 1990. Secuencias depositacionales cenozoicas de Patagonia central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. Evaluación preliminar. *Actas II Simposio sobre el Terciario de Chile*, Facultad de Ciencias de la Universidad de Concepción, 135-176.
- Legarreta, L., Uliana, M., 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supercretácico- Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfica secuencial. *Ameghiniana*, 31(3), 257-281.
- Liu, X., McNally, K., Shen, Z., 1995. Evidence for a role of the downgoing slab in earthquake slip partitioning at oblique subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 100(B8), 15.351-15.372.
- Maceda, R., Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. In A.J. Tankard, R.S. Suárez, H.J. Welsink (eds.). *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 369-382.
- McDonough, M., Duhart, P., Crignola, P., 1997. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca de Osorno-Llanquihue, X Región: Nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. *Actas VIII Congreso geológico chileno*, Antofagasta, I, Sesión temática I, 164-168.
- Middleton, G., Wilcock, P., 1994. *Mechanics in the Earth and Environmental Sciences*. Cambridge University Press. Capítulo 4 Stress. p. 100-162.
- Muñoz, J., Araneda, M., 2000. Extensión cortical en el Oligoceno-Mioceno entre los 39° y los 42°S región de los lagos Chile: Antecedentes geológicos y geofísicos. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Simposio Internacional II, 609-612.
- Murdie, R., Prior, D., Styles, P., Flint, S., Pearce, R., Agar, S., 1993. Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology*, 21, 1095-1098.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., Vera, E., Gonzalez, N., 1996. Central Chile seismotectonics and stress distribution along the subducted Nazca plate (25°-40°S). *Actas III Simposio Internacional de Geodinámica Andina*, St Maló, 215-217.
- Pardo Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6 (3), 233-248.
- Peroni, G., Hegedus, A., Cerdan, J., Legarreta, L., Uliana, M., Laffitte, G., 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo belt, Central Patagonia. In A.J. Tankard, R. Suárez S., H.J. Welsink (eds.). *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 403-419.
- Prior, D., Ray, F., Flint, S., 1996. Tertiary tectonics of northern Patagonia: the evidence of Chilean basin remnants. *Actas III International Symposium of Andean Geodynamics*, St Maló, 461-463.
- Radic, J., Rojas, L., Carpinelli, A., Zurita, E., 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura Mallín, Región Cordillerana chileno-argentina (36°30'S-39°S). *Actas XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, (Electronic files).
- Ramos, V.A., 1981. Evaluación fotogeológica área de Ñirihua. *Pluspetrol*, 94. Buenos Aires. (Inédito).
- Ramos, V.A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists*, 73, 887-903.
- Ramos, V.A., 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina Argentina. *Actas X Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires, II, 105-110.
- Ramos, V.A., 1999. Rasgos estructurales del territorio Argentino. *Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina*, Anales 29(24), 715-784.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., Muñoz, J., 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, 18, 411-443.
- Ramos V.A., Barbieri, M., 1989. El volcanismo cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2), 210-223.
- Ramos, V.A., Kay, S., Márquez, M., 1991. La dacita Cerro Pampa (Mioceno-Provincia de Santa Cruz): evidencias de la colisión de un a dorsal oceánica. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, Viña del Mar, I, 747-751.
- Ramos, V.A., Kay, S., Sacomani, L., 1994. La dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas (Cordillera patagónica Austral): Colisión de una dorsal oceánica cretácica. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, II, 1172-1176.
- Rivera, O.M., Cembrano, J., 2000. Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: El caso de las cuencas oligo-miocenas de Chile Central y su relación con estructuras NWW-NW (33°-34°30'). *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Simposio internacional II, 631-636.
- Rolando, A., Hartmann, L., Santos, J., Fernández, R., Etcheverry, R., Schalamuk, I., McNaughton, N., 2002. Mesozoic evolution of the lago Fontana magmatic arc, Patagonian An-

- des, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. (En prensa).
- Rosenau, M., Echtler, H., Glodny, J., Grafe, K., Seifert, W., 2002. Tectonic evolution of the Southern Andean intra-arc zone, first results from an interdisciplinary study of the northern Liquiñe-Ofqui fault zone segment (South-Central Chile). *Geoforschungs Zentrum (GFZ) Postdam, Alemania*. (En prensa).
- Skarmeta, J., Castelli, J., 1997. Intrusión sintectónica del granito de las Torres de Paine, Andes patagónicos de Chile. *Revista geológica de Chile*, 24(1), 55-74.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (3), 211-215.
- Spalletti, L., Dalla Salda, L., 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (3-4), 197-206.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., 1969. El diastrofismo eo y mesocretácico en Argentina y Chile, con referencia a los movimientos jurásicos en la Patagonia. *Actas IV Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, II*, 337-352.
- Strelkov, E., de la Paz, M., Baldo, J., 1994. Geología y características exploratorias de las secuencias neocomianas en el oeste de la Provincia de Chubut-Argentina. *Boletín de informaciones petroleras, nueva serie*, 38, 81-93.
- Suárez, M., Emparán, C., 1995. The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 17-31.
- Suárez, M., Emparán, C., 1997. Carta Geológica de Chile. Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Bío Bío, escala 1:250.000. Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.
- Suárez, M., De la Cruz, R., 2000. Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera (45°30'–47°30'S). *Journal of the Geological Society of London*, 157, 995–1001.
- Suárez, M., De la Cruz, R., Bell, C., 2000. Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt. *Geological Magazine*, 137, 345–353.
- Thomson, S., Hervé, F., Brix, M., Stockhert, B., 1999. Fission-track thermochronology of the Southern Chilean Andes (42°–48°S). *Actas IV Simposio Internacional de Geodinámica Andina, Gottingen*, 754-757.
- Thomson, S., Hervé, F., Stockhert, B., 2001. Mesozoic–Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20(5), 693–711.
- Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16(11), 1575-1588.
- Uliana, M., Biddle, K., 1987. Permian to late Cenozoic evolution of Northern Patagonia, main tectonic events, magmatic activity, and depositional trends. In G. McKenzie (ed.). *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, 40, 271-286.
- Vergani, G.D., Tanbard, A.J., Belotti, H.J., Welsink, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen Basin Argentina. In A.J. Tankard, R. Suárez, H.J. Welsink (eds.). *Petroleum Basin of South America*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62, 383-402.